

SÉRIE A, N° 3097

N° D'ORDRE : 3968

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean-J. BLANC

**1^{re} THÈSE. — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine
en Provence occidentale.**

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 4 janvier 1956, devant la Commission d'examen.

MM. BARRABÉ, *Président.*

PRUVOST

RIVIÈRE

J. M. PÉRÈS

} *Examineurs.*

MASSON & C^{ie}, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS (VI^e)

1958

SÉRIE A, N° 3097

N° D'ORDRE : 3968

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean-J. BLANC



1^{re} THÈSE. — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine
en Provence occidentale.

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 4 janvier 1956, devant la Commission d'examen.

MM. BARRABÉ, *Président.*

PRUVOST

RIVIÈRE

J. M. PÉRÈS

} *Examineurs.*

MASSON & C^{ie}, ÉDITEURS
LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE
120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS (VI^e)

1958

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen..... J. PÉRÈS.

PROFESSEURS

G. JULIA.....	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	L'HÉRITIER ...	T	Génétique.
E. DARMOIS ..	T	Enseignement de Physique.	GRIVET	T	Radio-Electricité.
FOCH	T	Mécan. phys. et expér.	PONCIN	T	Mécanique des fluides.
PAUTHENIER ..	T	Electrotechnique générale.	THIRY	T	Mécanique appliquée.
DE BROGLIE ..	T	Théories physiques.	DUBREIL	T	Arithmétique et théorie des nombres.
PRENANT	T	Anat. et Histol. comp.	QUELET	T	Chimie organique.
GARNIER	T	Géométrie supérieure.	CAGNIARD	T	Géophysique appliquée.
PÉRÈS	T	Mécanique des fluides et applications.	CHAMPETIER ..	T	Chimie macromoléculaire.
LAUGIER	T	Physiologie générale.	CUVILLIER	T	Géologie structurale et Géologie appliquée.
M. CURIE	T	Physique (P. C. B.).	JUNG	T	Pétrographie.
BARRABÉ	T	Géologie structurale et Géologie appliquée.	TRILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique.
G. DARMOIS ..	T	Calcul des probabilités et Physique mathématique.	WIEMANN	T	Chimie organ. structur.
Jacques BOURCART...	T	Géographie physique et Géologie dynamique.	JACQUINOT ...	T	Spectroscopie et physique céleste.
PLANTEFOL ...	T	Botanique.	VASSY		Physique de l'atmosphère.
GRASSÉ	T	Evol. des êtres organisés.	DESTOUCHES...		Théories physiques.
PRÉVOST	T	Chimie organique.	M. PRUVOST...	T	Géologie.
BOULIGAND ...	T	Application de l'analyse à la Géométrie.	AMIEL	T	Chimie (P. C. B.).
CHAUDRON ...	T	Chimie appliquée.	HOCART	T	Minéralogie.
WYART	T	Minéralogie.	J.-P. MATHIEU.	T	Physique (P. C. B.).
TEISSIER	T	Zoologie.	COUTEAUX	T	Biologie animale (P. C. B.).
MANGENOT	T	Biologie végétale.	MAY		Biologie animale (P.C.B.).
P. AUGER	T	Physique quantique et relativité.	CHOSQUET	T	Calc. diff. et intégral.
MONNIER	T	Physiol. des fonctions.	FELDMANN		Biologie (P. C. B.).
PIVETEAU	T	Géologie.	GUINIER	T	Physique (P. C. B.).
ROCARD	T	Physique (E. N. Sup.).	JOST	T	Biologie (P. C. B.).
H. CARTAN ...	T	Mathématiques (E.N.Sup.).	FORTET	T	Calc. des probabilités.
LAFFITTE	T	Chimie générale.	SCHWARTZ ...	T	Méth. Math. de la Phys.
FAVART	T	Mécanique générale.	CHOUARD	T	Physiologie végétale.
COULOMB	T	Physique du globe.	MALAVARD	T	Aviation.
M ^{lle} COUSIN...	T	Biol. anim. (P. C. B.).	BRELOT	T	Calcul différentiel.
CHRÉTIEN	T	Chimie minérale.	NORMANT	T	Chimie (P. C. B.).
DRACH	T	Zoologie.	BÉNARD	T	Chimie (P. C. B.).
KASTLER	T	Physique.	BUVAT	T	Botanique (E. N. S.).
EPHRUSSI	T	Génétique.	DUGUÉ	T	Statistiques mathémat.
WURMSER	T	Biologie phys.-chimique.	GELOSO		Chimie (S. P. C. N.).
RIVIÈRE	T	Géologie (S. P. C. N.).	SOULAIRAC ...	T	Psychophysiologie.
GAUTHERET ...	T	Biol. végét. (P. C. B.).	ULRICH		Physiologie végétale.
LUCAS	T	Physique.	MARÉCHAL ...	T	Optique théor. et appl.
A. THOMAS...	T	Biologie cellulaire.	KIRRMANN ...	T	Théories chimiques.
ARNULF	T	Optique appliquée.	CHADEFAUD ...		Botanique.
MAX MORAND..	T	Physique.	DESTRIAU		Physique (M. P. C.).
SOLEILLET	T	Physique.	M ^{lle} LE BRETON.		Physiologie générale.
FORTIER	T	Mécan. expér. des fluides.	SALEM		Mathématiques générales.
DANJON	T	Astronomie.	LELONG	T	Mathématiques générales.
FROMAGEOT ..	T	Chimie biologique.	DEVILLERS		Anat. et histol. comparées.
LAPORTE	T	Physiq. génér. et Radio-activité.	EHRESMANN ...	T	Topologie algébrique.
JANET	T	Méc. anal. et méc. céleste.	FRANÇON		Physique (M. P. C.).
PETIT	T	Biologie maritime.	GLANGEAUD ...	T	Géographie physique et Géologie dynamique.
QUENEY	T	Météorologie et Dynamique atmosphérique.	GODEMENT	T	Mathématiques (M. P. C.).
GALLIEN	T	Embryologie.	PISOT	T	Calcul des probabilités.
EICHHORN	T	Biologie végétale (P. C. B.).	ROCH (E.)		Géologie.
DE CUGNAC ...		Biologie végétale (P. C. B.).	SCHATZMANN ..		Astrophysique.
M ^{lle} CAUCHOIS.	T	Chimie-Physique.	TERMIER	T	Paléontologie stratigraphique.
THELLIER	T	Physique du globe.	ZAMANSKY	T	Mathématiques générales.
			JOLIOT	T	Physique nucléaire et Radioactivité.

Secrétaire général..... C. MONIER

RECHERCHES DE SÉDIMENTOLOGIE

LITTORALE ET SOUS-MARINE

EN

PROVENCE OCCIDENTALE

PAR

JEAN-JOSEPH BLANC

Station marine d'Endoume, Marseille.

TABLE DES MATIÈRES

<i>Première partie.</i> — LE MATÉRIEL LITTORAL	7
<i>Chapitre premier.</i> — Etude granulométrique des sables littoraux	7
<i>Deuxième partie.</i> — LA DYNAMIQUE LITTORALE	35
<i>Chapitre II :</i> Méthodologie (p. 35). — <i>Chapitre III :</i> Météorologie (p. 36). — <i>Chapitre IV :</i> Les transferts littoraux (p. 39). — <i>Chapitre V :</i> Hydrodynamique et sédimentation dans les calanques (p. 42). — <i>Chapitre VI :</i> Les baies abritées (Le Brusc) (p. 63). — <i>Chapitre VII :</i> Le tombolo de Giens (p. 74). — <i>Chapitre VIII :</i> Le régime des plages (p. 82). — <i>Chapitre IX :</i> La dispersion des sédiments (p. 85). — <i>Chapitre X :</i> L'érosion du fond, rip-currents et déplacements en « cardioïde ». (p. 88). — <i>Chapitre XI :</i> L'action des grandes tempêtes (p. 92).	
<i>Troisième partie.</i> — SÉDIMENTOLOGIE SOUS-MARINE DU PLATEAU CONTINENTAL DE LA PROVENCE.....	95
<i>Chapitre XII :</i> Les principaux types de fonds (p. 95). — <i>Chapitre XIII :</i> Caractères granulométriques des fonds (p. 108). — <i>Chapitre XIV :</i> Composition minéralogique des argiles sous-marines (p. 115).	
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	119
BIBLIOGRAPHIE	127

PRÉFACE

Après avoir étudié la stratigraphie et la sédimentologie du Crétacé détritique de la Basse-Provence, et plus particulièrement du Bassin du Beausset, je fus amené à envisager les mécanismes de la sédimentation marine actuelle.

La côte rocheuse de la Provence, du cap Couronne aux Maures, offrait un beau domaine d'études. Ce littoral, si varié au point de vue géologique, fut pour moi le but d'explorations et de plongées tout au long des falaises et des calanques.

Les observations développées dans le présent travail sont souvent confrontées avec les résultats de plusieurs missions en Corse, Sicile, îles Eoliennes, Calabre, Ligurie, golfe de Gabès et détroit siculo-tunisien. Les phénomènes ont souvent été rattachés à un cadre méditerranéen plus vaste.

Le plan de cet ouvrage comprend trois parties essentielles; chacune de ces dernières pourrait être l'objet de plusieurs années de recherches.

La *première partie* traitera les caractères minéralogiques et granulométriques du matériel littoral, du cap Couronne à la côte des Maures.

Dans une *deuxième partie*, il sera question de l'évolution sédimentologique de ce matériel et des phénomènes dynamiques littoraux qui s'y rapportent.

Enfin, la *troisième partie* est le canevas préliminaire de recherches sous-marines de longue durée concernant le plateau continental de la Provence.

Afin d'éviter une classification arbitraire des phénomènes littoraux actuels, je me suis efforcé de présenter ces derniers à la lumière des paysages maritimes de la Provence.

Une calanque, une baie abritée, une plage ou une crique, constituent autant d'entités ayant chacune son évolution sédimentaire et ses caractères hydrodynamiques propres.

Remerciements. — Je suis heureux d'exprimer ici ma gratitude envers mes Maîtres qui, en guidant et encourageant mes recherches sur un littoral natal, m'ont permis de vivre des moments inoubliables et de découvrir les paysages des grottes sous-marines et du « petit monde » des plages et des criques.

M. le Professeur J.-M. PÉRÈS me permit de réaliser ce travail. Il en fut le promoteur et rien n'aurait pu être fait sans lui. Il me plaît d'exprimer ma gratitude envers celui qui me fit poursuivre des années de recherches et qui équipa un laboratoire de sédimentologie et de géologie sous-marine en un temps relativement court.

M. J.-M. PÉRÈS voulut bien m'admettre à la Station marine d'Endoume où je trouvais une équipe dynamique, jeune et sportive. Des moyens matériels importants furent mis à ma disposition.

Un Maître accorda sa confiance à un débutant et lui prodigua les conseils de sa grande expérience des techniques sédimentologiques modernes. Que M. le Professeur A. RIVIÈRE veuille bien accepter ici le témoignage de ma reconnaissance et de ma respectueuse admiration pour avoir guidé mes premiers travaux de sédimentologie marine.

Ainsi, le laboratoire de Géologie du S. P. C. N. me fut-il largement ouvert. M. le Professeur A. RIVIÈRE ne ménagea pas son temps en voulant bien commenter mes manuscrits ou m'accompagner sur le terrain, en me présentant au Centre National de la Recherche Scientifique et en me faisant accorder plusieurs subventions.

M. P. PRUVOST, Membre de l'Institut, Professeur de Géologie à la Sorbonne, me fit le grand honneur, malgré l'ampleur de ses occupations, de bien vouloir examiner ce travail. Je lui exprime toute ma respectueuse reconnaissance pour son aide bienveillante auprès du Centre National de la Recherche Scientifique.

M. le Professeur BARRABE suivit mon travail au cours de ces dernières années. Il voulut bien, malgré ses travaux et la direction de son Laboratoire, examiner mon manuscrit de thèse. Il m'est agréable, aujourd'hui, de lui exprimer ma gratitude.

M. L. FAGE, Membre de l'Institut, Professeur au Muséum d'Histoire Naturelle, m'accorda, avec une extrême gentillesse, une aide considérable dans l'organisation matérielle de mon laboratoire et par les missions qu'il me permit d'effectuer en Sicile et en Tunisie.

Au cours de nombreux entretiens à Villefranche ou à Banyuls, M. le Professeur J. BOURCART a bien voulu discuter et conseiller mon travail sur les herbiers. Sa haute compétence des questions de géologie sous-marine a été pour moi un précieux concours.

Je ne suis pas prêt d'oublier les soirées passées à Saint-Maur avec M. le Professeur A. CAILLEUX qui, avec une extrême affabilité, a bien voulu me consacrer un temps considérable.

M. A. VATAN, Directeur du Laboratoire de Sédimentologie de l'Institut National des Pétroles, m'a reçu à son laboratoire et s'est entretenu avec moi de problèmes méditerranéens.

Le Commandant J.-Y. COUSTEAU m'accorda généreusement d'innombrables facilités et m'admit à son école de plongée. J'eus l'occasion de participer aux recherches de la *Calypso* au Grand Congloué, en Sicile et en Tunisie.

M. le Directeur du Centre National de la Recherche Scientifique m'accorda une allocation



FIG. 1. — Carte géographique

et plusieurs subventions qui me permirent de poursuivre mes recherches, d'effectuer des comparaisons à l'étranger et d'acheter du matériel complémentaire.

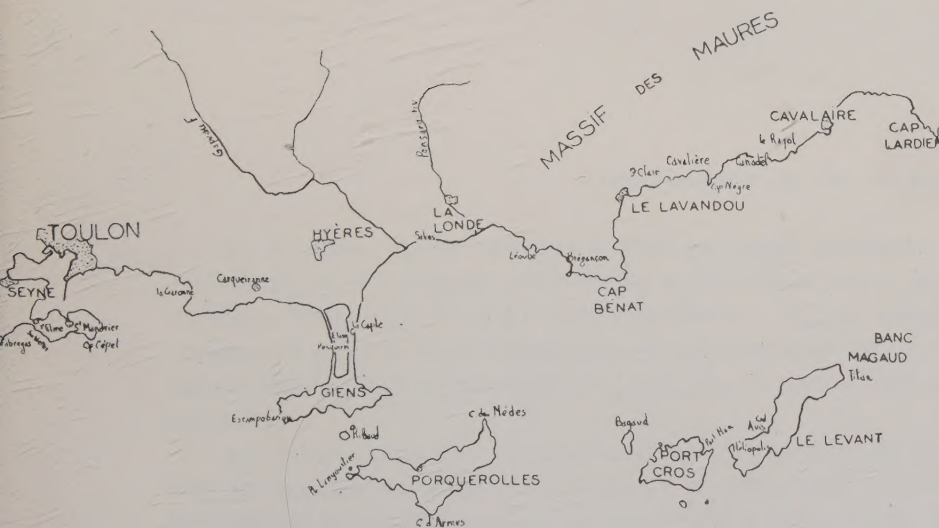
Il me faut remercier aussi M. CANNAC, Directeur du Centre de Recherches Scientifiques, Industrielles et Maritimes de Marseille, MM. MICHAUD et PÉRINET pour avoir mis généreusement à ma disposition leur compétence et leur matériel pour l'étude des sédiments sous-marins aux rayons X.

Bien que poursuivant des recherches différentes, le Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Marseille m'ouvrit largement ses portes et j'y trouvais toujours aides et amitiés depuis le début de mes travaux sur le Crétacé. Que M. le Doyen G. CORROY trouve ici le témoignage de respectueuse affection de la part d'un ancien élève. M. C. GOUVERNET, Professeur de Géologie fut pour moi un Maître d'une extrême gentillesse et sa parfaite connaissance de la géologie structurale de la Provence m'aida grandement; il mit à ma disposition des renseignements inédits.

Auprès des archéologues et des préhistoriens j'eus l'occasion de participer à une profitable collaboration. Je n'oublierai pas M. le Professeur F. BENOIT, Directeur du Musée archéologique de Marseille, M. S. GAGNIÈRE, Directeur de la XII^e Circonscription des Antiquités Préhistoriques, et M. ESCALON DE FONTON, Directeur de la Circonscription du Languedoc, qui m'initia à la technique des fouilles préhistoriques.

Le concours de scaphandriers éprouvés, tels que M. PORTAIL et M. GALERNE, facilita grandement mon travail; je pus ainsi participer à une série de plongées dans la baie de Marseille et à la résurgence de Port-Miou.

Enfin, il ne me faut pas oublier M^{me} RAZAVET - DUBOUL dont le beau travail en Camargue a été pour moi le meilleur exemple de courage, ni M^{lle} S. VERHNET qui m'aida lors de mes séjours au laboratoire de Géologie S. P. C. N. M. J. BROUARDEL, de l'Institut Océanographique, me rendit de très grands services, ainsi que mes amis E. BONIFAY, R. MOLINIER et J. PICARD.



e la région étudiée.

PREMIÈRE PARTIE

Le Matériel littoral

CHAPITRE PREMIER

ÉTUDE GRANULOMÉTRIQUE DES SABLES LITTORAUX

SOMMAIRE

I. — PRÉLÈVEMENTS SUR LE TERRAIN.....	7
II. — PRINCIPAUX TYPES DE SÉDIMENTS	9
1° Les courbes cumulatives semi-logarithmiques et les trois types fondamentaux (p. 9). — 2° Discussion des formes canoniques pour les sédiments sableux grossiers : la série évolutive (p. 15).	
III. — ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DES PRINCIPAUX TYPES	21
1° Criques, talus détritiques des côtes rocheuses : crique de mode battu, crique relativement abritée, pointes et côtes rocheuses battues, pieds de falaises, cas complexes (p. 21). — Les calanques (p. 23). — 2° Les profils de plages : grandes plages de la côte métamorphique, îles d'Hyères, plages de la Provence calcaire (p. 26).	
IV. — TRANSFERTS LATÉRAUX ET GRANULOMÉTRIES.....	30
CONCLUSIONS	33

I. — Prélèvements sur le terrain.

Le domaine étudié comprend deux paysages essentiels : la crique ou la calanque, échancrure plus ou moins profonde de la côte rocheuse, et la plage, étendue sableuse plus ou moins longue (de 50 m à 35 km pour Giens). Vers le large, la crique ou la calanque se prolongent par une petite vallée sous-marine ennoyée lors de la transgression flandrienne, tandis que la plage se prolonge par une plate-forme constituant les petits fonds sableux littoraux.

Sur la côte rocheuse, la ligne du rivage est bordée par un éboulis sous-marin colmant les vallées immergées des criques et calanques ou bordant les pieds de falaises jalonnés de blocs éboulés. Ce matériel provient directement de l'érosion du littoral (quels que soient, par ailleurs, les modes d'érosion : chimiques, mécaniques, failles panamiennes ou processus biologiques). Nous avons appelé ce dépôt, absolument général aux côtes rocheuses, *le talus détritique sous-marin*.

Sur la côte sableuse, la ligne du rivage est bordée par les formations meubles participant au balancement des sédiments suivant le profil de la plage. A cette formation, J. BOURCART donne le nom de *prisme littoral* (1952).

Au-delà et jusqu'à une profondeur de quelques mètres, on a une pente très faiblement inclinée vers le large : ce sont les *petits fonds sableux* donnant parfois de très vastes étendues sous-marines (rade d'Hyères, baie du Lavandou). Si les sédiments des petits fonds sableux ne participent point complètement au balancement décrit pour le prisme littoral, ils n'en restent pas moins soumis à l'action des fortes houles et des érosions dues aux violentes tempêtes.

Ce matériel peut aussi être remanié par les courants de fond compensateurs (A. RIVIÈRE, 1951; J. J. BLANC, 1952 et 1953). Les emprunts importants dus à l'exploitation artificielle de ces petits fonds perturbent considérablement l'équilibre littoral et

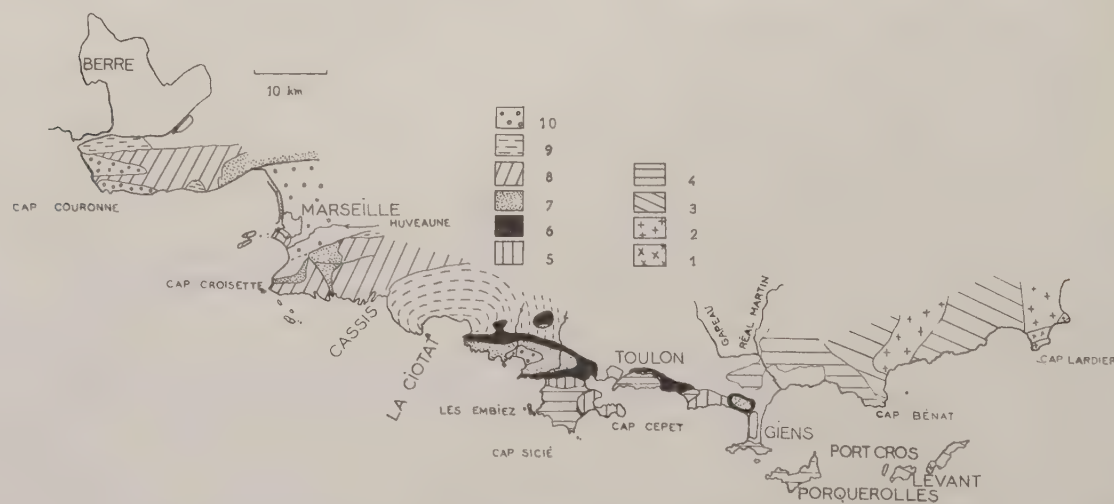


FIG. 2. — Carte géologique de la région étudiée.

1, Granulite. 2, Gneiss. 3, Micaschistes. 4, Phyllades. 5, Grès permien. 6, Trias. 7, Jurassique. 8, Crétacé inférieur. 9, Crétacé supérieur. 10, Tertiaire (Oligocène, Miocène).

déterminent une érosion rapide du rivage jusqu'à un nouvel état d'équilibre; le phénomène compensateur étant obtenu par un nouvel engraissement des petits fonds. A. RIVIÈRE a observé, le premier, ce phénomène en Vendée (1948), puis près de Sainte-Maxime. Je l'ai observé à Giens.

Ce bref exposé montre la nécessité de préciser avec le plus grand soin la position exacte d'un prélèvement le long d'un profil de plage. Un prélèvement unique sur une plage ou une crique ne signifie rien en lui-même s'il ne s'incorpore à une série d'autres prélèvements effectués en des points précis du profil littoral.

Nous avons fait de très nombreux profils sur le littoral étudié. Les prélèvements sont repérés par rapport à des coupes. Enfin, le sédiment était recueilli à la surface et jusqu'à une profondeur de 5 cm. Le plus souvent possible, nous avons fait un « échantillon moyen » à partir de quelques prélèvements dans le secteur immédiat correspondant à la partie du profil étudié.

J'ai employé, pour les petits fonds, les appareils habituels de dragage : la benne et le sondeur Léger rendent des services, les dragues Charcot et Rallier ont un filet à mailles larges lessivant les sédiments sableux fins. On y remédie en munissant la drague d'un sac épais. Un simple seau relié à un chanvre et traîné sur les petits fonds par une barque suffit largement si l'on a soin de prélever dans le fond du seau. Le ramasseur de fonds de Berthois peut être très facilement utilisé à bord de petites embarcations. Cependant, toutes les fois que je l'ai pu, c'est-à-dire le plus souvent, j'ai utilisé la méthode directe de prélèvement où l'on *voit* ce que l'on fait. Pour les petits fonds n'excédant pas quelques mètres, le prélèvement peut être effectué en plongée libre, avec masque, pales et tube respirateur. Au-delà, j'ai utilisé le scaphandre autonome Cousteau-Cagnan, en particulier dans les talus détritiques de la côte rocheuse où les dragues s'accrochent et se perdent trop souvent. En combinant toutes les méthodes, j'ai pu obtenir des séries continues, jusqu'à l'herbier ou au coralligène. Au Grand Congloué, j'ai pu voir la ceinture de vase sableuse à —50 m.

II. — Les principaux types de sédiments sableux grossiers.

I. — LES COURBES CUMULATIVES SEMI-LOGARITHMIQUES ET LES TROIS TYPES FONDAMENTAUX

1. — ÉTUDE DES TYPES SIMPLES

1° *Type parabolique à concavité tournée vers le haut.* — C'est le premier terme dans l'évolution du sédiment : on le trouve dans les talus détritiques sous-marins, souvent au pied de la falaise où s'entassent les matériaux provenant d'éboulements locaux. Si cette dernière condition est souvent réalisée, elle n'est pas indispensable.

Sauf quelques cas bien particuliers d'éboulements récents au pied de petits à-pics, comme à Endoume ou à Port-d'Alon, la parabole est toujours plus ou moins déformée et présente des ressauts dans le domaine grossier (1,5 à 4 mm).

A Bandol, dans la baie de Cousse, des calcaires bathoniens subverticaux sont érodés par les vagues obliques. La courbe cumulative présente une concavité plus atténuée et un palier correspondant à la fraction coquillière grossière. Cette concavité s'atténue davantage à Bandol (crique de Renecros) dans le talus provenant de la destruction des grès quaternaires préflandriens. Il en est de même, sur le littoral calcaire, dans le talus déritique de la Crine, à l'île de Pomègues. Donnons ici quelques valeurs en mm.

Localité	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₁₀	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$	Substratum
Baie de Cousse, à Bandol.	0,48	0,58	0,77	0,42	1,00	0,62	Bathonien.
Renecros, à Bandol	0,44	0,48	0,54	0,38	0,64	0,81	Oligocène.
La Crine (île de Po- mègues)	0,37	0,62	1,02	0,23	1,80	0,36	Urgonien.
Port-d'Alon	0,97	1,63	1,70	0,62	1,72	0,55	Séquanien.

2° *Types logarithmiques proches d'une droite.* — Il s'agit de sédiments ayant subi un début d'évolution. Parmi eux nous pouvons ranger :

— les sables grossiers des sillons pré littoraux et de nombreux cordons (la Palud, le Lavandou, la Capte);

— la plupart des sédiments formant les mattes d'herbier se rapprochent du type logarithmique (J. J. BLANC, 1953), mais ces sédiments formés de coquilles brisées présentent des paliers décelables dans les courbes cumulatives; l'herbier situé contre un talus détritique peut présenter un facies parabolique (Port-d'Alon);

— les sables fins d'intermattes correspondent toujours à des actions de brassage et de lévigation. *Ce facteur hydrodynamique paraît constant.*

A En-Vau, les sillons d'érosion de l'intermatte sont le siège de courants de fond compensateurs ramenant les sables fins du prisme littoral dans les creux de l'herbier. Ces sables fins, essentiellement mobiles, tapissent les chenaux intermattes des calanques. Leur présence paraît généralisée, pour le secteur étudié.

Le tableau suivant résume quelques mesures :

Localité	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₁₀	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$	Substratum
La Palud (niveau 0)	0,29	0,57	1,50	0,21	1,70	0,19	Micaschiste.
Le Lavandou (sillon pré-littoral)	0,17	0,20	0,24	0,17	0,32	0,73	Gneiss.
Mattes d'En-Vau (—13 m).	0,20	0,30	0,95	0,17	2,40	0,22	Urgonien.
Intermattes d'En-Vau (—4 m)	0,20	0,36	0,64	0,13	1,00	0,31	Urgonien.
Intermattes de Port-d'Alon (—4,5 m)	0,23	0,32	0,51	0,19	1,00	0,45	Séquanien.
Mattes de Port-d'Alon (—3,5 m)	0,26	0,43	0,60	0,20	0,96	0,43	Séquanien.

3° *Types hyperboliques.* — A. RIVIÈRE a montré (1952, 1953) que pour les sédiments fins, le facies hyperbolique traduisait les formes les plus évoluées, décantées dans les eaux tranquilles. Mes recherches au Grand Congloué (1953) montrent que la vase, déposée dans les amphores depuis le II^e siècle avant J.-C., présente aussi un aspect hyperbolique résultant de cette sédimentation particulière « en vase clos ». Il n'en est pas toujours de même pour les sédiments grossiers. A. RIVIÈRE avait remarqué (1955) que de nombreux sédiments sableux prélevés au large des plages des Maures présentaient aussi une allure hyperbolique (compte tenu d'une assez forte dispersion aléatoire).

Mes recherches et de nombreux profils granulométriques sont en accord avec ces résultats. En effet, *il existe un facies hyperbolique particulier aux sédiments grossiers évolués.*

J'ai décelé ce facies :

— dans les talus détritiques de certaines criques de la côte rocheuse soumise à l'action des vagues : pointe des Trois-Fours (près de Port-d'Alon), criques de Sauviou, à Sanary, près de la pointe Nègre, anses des Grottes et du Grand Avis à l'île du Levant, anses de la Palud et de Port-Man, à l'île de Port-Cros;

— dans les passes entre les îles, sièges de houles réfractées et d'assez forts courants : passe entre l'îlot de la Redonne et Giens, passe entre le Grand Gaou et l'île des Embiez (cf. chap. VI);

— dans les talus détritiques bordant les caps de roches tendres très érodées : dans les phyllades noirs des criques de Péras, au cap Sicié, à la pointe de Seynerolles, à l'île Verte, au cap Canaille, à Cassis, au cap Croisette, à Marseille, à la Tour-Fondue, à Giens, à la pointe de la Vieille-Batterie, à Sanary, au Brégançonnet, à l'île de Porquerolles, au cap Couronne;

— dans les criques et baies de la côte molassique, très érodée : Sausset et anse du Verdon, près de Carro;

— dans les sables fins des fonds de calanques : à Sormiou, dans les sables à Cymodocées d'En-Vau et de Morgiou;

— dans les sables retenus et enrichis par les Dasycladées, et surtout dans les articles de Jania : Port-d'Alon, la Madrague-des-Lecques, à Giens, à l'île Riou;

— dans les sables de la partie la plus large des plages : sur la côte métamorphique : au Lavandou (—3 m), Giens (la Capte), sur la côte calcaire ou gréseuse; à partir de —2 m : la Ciotat-Plage (—3 m), sur les quartzites de la plage du Sud (—4 m), à l'île de Port-Cros.

L'importance de ce facies sableux hyperbolique est donc considérable, sur ce littoral rocheux de la Provence où j'ai étudié plusieurs centaines d'échantillons. Il apparaît que le facies sableux hyperbolique semble en relation avec :

1° Les talus détritiques fréquemment brassés et remaniés par les actions hydrodynamiques violentes et *continues* : vagues et houles, courants. Ces actions se manifestent surtout au niveau des pointes rocheuses, des caps, des passes, des îles et des criques peu abritées.

2° Les contributions exceptionnelles d'agents biologiques : tel est l'apport des articles calcaires de *Jania*.

3° Les parties les plus au large des plages, le plus souvent au-delà des rides littorales, dans une zone soumise à l'action des houles et des courants compensateurs sur le fond. Ces derniers sables sont bien classés.

Donnons ici quelques valeurs :

Localité	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₁₀	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$	Substratum
La Redonne (Giens).....	0,34	0,64	1,20	0,27	1,82	0,28	Quartzophyllades.
Anse des Grottes, île du Levant	0,34	0,41	0,61	0,28	0,95	0,55	Gneiss.
Grand Avis, île du Levant.	0,20	0,24	0,32	0,18	0,37	0,62	Gneiss.
Port-Man, île de Port- Cros	0,20	0,24	0,30	0,18	0,45	0,68	Micaschiste.
Sauviou, Sanary	0,22	0,29	0,54	0,19	1,82	0,40	Phyllades.
Cap Croisette	0,18	0,23	0,34	0,15	0,50	0,55	Aptien.
Brégançonnet, Porque- rolles	0,17	0,20	0,23	0,16	0,28	0,75	Phyllades.
Anse du Verdon (Carro).	0,17	0,20	0,23	0,15	0,30	0,73	Molasse.
Plage du Lavandou (—2,5 m)	0,16	0,19	0,20	0,15	0,25	0,81	Gneiss.
Giens (La Capte) (—3 m).	0,04	0,05	0,06	0,04	0,10	0,70	Actuel.
En-Vau, S. à Cymodocées (—4 m)	0,05	0,09	0,16	0,19	0,29	0,49	Urgonien.
Port-d'Alon, S. à Jania..	0,12	0,16	0,22	0,06	0,42	0,56	Séquanien.
Cap Sicié	0,19	0,29	0,45	0,61	1,70	0,43	Phyllades.

2. — DISCUSSION DES DIAGRAMMES POLAIRES

Le système des coordonnées polaires, employé par RIVIÈRE, a permis à cet auteur de distinguer plusieurs sortes de diagrammes correspondant aux :

1° *Sables des zones d'ablation*. — Ce sont les résidus de lavage par les vagues sur les arènes provenant des formations littorales.

On y observe l'absence presque complète de sédiments fins et les diagrammes sont à un seul maximum, en forme de cardioïde.

2° *Sables littoraux*. — Ils sont le plus souvent à deux maxima et résultent du mélange de deux stocks sableux différents, d'origine locale ou allochtone. Si le sable littoral ne comprend qu'un seul maximum, l'évolution de ce sédiment sableux est plus poussée et on obtient des diagrammes dissymétriques en croissants. Un facies encore plus complexe, découvert par A. RIVIÈRE, est celui où s'observent plusieurs maxima donnant des diagrammes irréguliers dont la signification hydrodynamique est difficile à découvrir. J'ai retrouvé ce facies dans les sédiments du talus détritique des zones riches en éléments hercyniens (déjà eux-mêmes très évolués) : au cap Sicié et à l'île Verte.

3° *Sables dunaires d'origine littorale*. — Le transport éolien est extrêmement court et la granulométrie demeure très voisine des sables littoraux (le plus souvent à deux maxima). Ainsi sont les sables dunaires du Lavandou, de Giens et des Lecques.

Les différents facies des courbes cumulatives semi-logarithmiques correspondent aux diagrammes polaires suivants (fig. 3) :

1° Les sédiments de type *parabolique* du talus détritique non évolué (baie de Cousse, à Bandol, par exemple), et de certaines criques exposées, présentent le diagramme à un seul maximum, plus ou moins voisin d'une cardioïde.

2° Au type *logarithmique* des cordons littoraux et des sables grossiers du prisme littoral correspondent des diagrammes à deux maxima (le plus souvent), diamétralement opposés, traduisant une évolution sédimentaire plus poussée (cordon littoral de la baie de la Palud, à Port-Cros).

Les mattes d'herbier présentent un diagramme très étalé dans les « grossiers » (fragments de coquilles) avec un maximum au tamis 25. Les herbiers d'Endoume et des calanques ne présentent pas d'autre maximum accessoire.

3° Au facies des *sables grossiers hyperboliques* correspondent des diagrammes en forme de flammes dissymétriques dont l'axe correspond à la maille 70 ou 80. Ce maximum très net (fig. 3) est parfois accompagné d'un petit maximum auxiliaire :

— dans le domaine des « fins » (mailles 250-350), au cap Sicié;

— dans le domaine des « grossiers » (mailles 12 ou 16), à l'île Verte ou au Cap Croisette. Il en est de même pour d'autres talus détritiques.

Les talus détritiques évolués, de type hyperbolique, présentent de nombreuses dissymétries correspondant, comme dans le talus détritique d'Endoume (—9 m) à des maxima à 80, 130 et 280 (numéros des mailles) : voir figure 3.

4° Au faciès des *sables fins hyperboliques* au large des plages : ce sont les diagrammes des sables littoraux à deux maxima (vers les mailles 70 et 120). Le bon classement de ce matériel donne des surfaces allongées, en forme de flamme. Enfin, les dunes du Lavandou et de Giens présentent aussi le faciès des sédiments sableux hyperboliques (deux maxima). Le classement y est encore plus poussé.

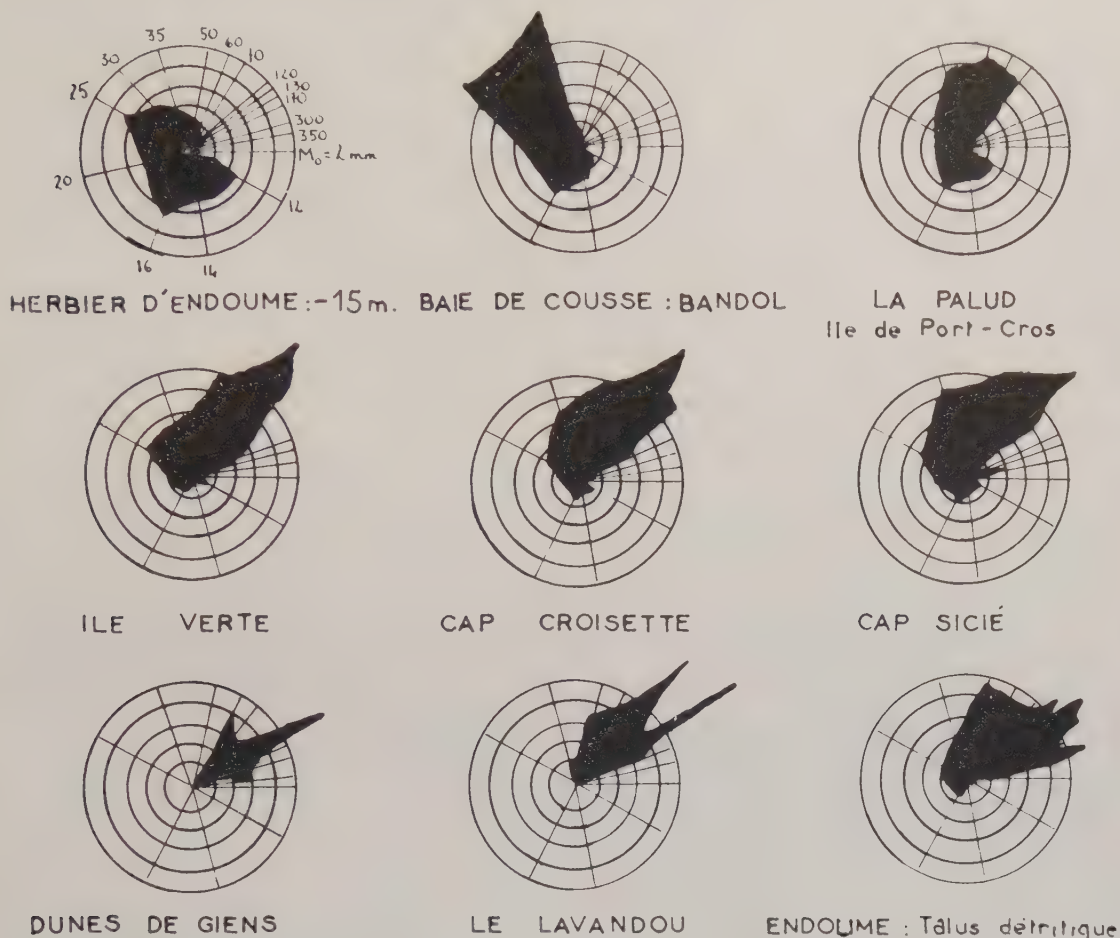


FIG. 3. — Granulométries; coordonnées polaires.
Seules les principales mailles sont représentées.

3. — CAS COMPLEXES

Souvent, les courbes cumulatives semi-logarithmiques montrent des anomalies et leur tracé ne peut être commodément rattaché aux trois types fondamentaux, compte tenu cependant des facteurs de la dispersion aléatoire, facteurs toujours importants dans la plupart des sédiments étudiés ici. Ainsi, ces anomalies se retrouvent dans les diagrammes cumulatifs à ordonnées de probabilités où on élimine en grande partie l'influence de la dispersion aléatoire sur les extrémités des courbes. On peut distinguer deux sortes de cas particuliers :

1° *Mélanges de stocks*. — Fréquents dans les zones de brassage (talus détritique, sillon pré littoral des plages, parfois zones de transfert). En général, le classement est mauvais. On retrouve aussi ces facies dans les passes (îles d'Endoume) parcourues par des courants de fonds, et surtout dans les chenaux intermattes longitudinaux des calanques (Port-d'Allon, En-Vau et Morgiou).

Il en est de même pour certains facies d'altération de la matre d'herbier près du talus détritique (Port-d'Alon et En-Vau), pour le sable fin pollué d'éléments organiques à la sortie des égouts (Corniche de Marseille).

2° *Stocks ayant déjà subi une longue évolution géologique et mis en circulation dans les sédiments actuels*. — C'est un cas particulier des phénomènes précédents. La lithologie entière de la région provençale est dominée par la présence de témoins détritiques provenant du démantèlement de massifs hercyniens. Les témoins de ces massifs sont représentés par les Maures, Sicié, le Fenouillet et les écaillés du Mourillon.

L'étude de ces échantillons nécessite une décalcification préalable complète afin d'isoler les anciens grains de quartz appartenant aux stocks initiaux. Ces derniers grains sont souvent émoussés-luisants et témoignent d'un long transport, tandis que les quartz issus d'ablations locales demeurent anguleux et faiblement émoussés.

On peut envisager, globalement, la succession des stocks :

1° *Massif métamorphique initial des Maures*. — Cambrien (?), Silurien, Dévonien.

2° *Grès permien*. — Après la phase houillère et le plissement hercynien, érosion poussée du massif métamorphique initial et formation des « nouveaux grès rouges » (dépressions autour du massif des Maures).

3° *Werfénien et Keuper*, puis au *Crétacé supérieur*. — Démantèlement de la ceinture détritique de grès rouges permien. Ces derniers sont débités, usés, fragmentés en galets. Ainsi se forme le poudingue de la Ciotat et les grès emschériens du bassin du Beausset (J. J. BLANC, 1950, 1951).

4° *Tertiaire et Quaternaire*. — Nouvelles érosions de ces « relais détritiques ». J'ai envisagé cette évolution dans mes recherches sur le lac oligocène de Saint-André (Marseille, 1954).

Citons, au passage, quelques cas complexes rencontrés dans les sédiments littoraux actuels :

— à l'île Verte, les sables quartzeux, riches en minéraux lourds, au fond de la crique de Seynerolles, présentent un facies nettement hyperbolique résultant d'une longue évolution depuis le Permien; il en est de même au cap Canaille, au pied de la grande falaise turonienne;

— sur la côte molassique, on individualise trois stocks :

a) Stock sableux ancien, d'origine hercynienne, enrobé dans la molasse miocène, puis remis en circulation dans les sédiments actuels. Grains de quartz très émoussés.

b) Stock calcaire provenant des débris de tests de la riche faune de mollusques des horizons burdigaliens et aquitaniens : molasse de Carry et molasse de Sausset.

c) Stock calcaire actuel provenant des débris de coquilles de mollusques vivant sur le littoral.

L'ensemble peut encore se rattacher au type grossier hyperbolique. Après avoir isolé le stock quartzeux par décalcification, on constate que le classement est meilleur dans les relais détritiques les plus anciens.

II. — DISCUSSION DES FORMES CANONIQUES

A. — SÉDIMENTS GROSSIERS DU TALUS DÉTRITIQUE

La fraction minérale se ramène à deux origines : biologique et détritique. Les coquilles constituant les mattes d'herbier et les concrétions coralligènes se rattachent au premier type. Les autres fractions minérales sont toutes d'origine détritique, mais peuvent subir, par la suite, des évolutions très différentes. La mise en place initiale du sédiment se fait au niveau du talus détritique littoral.

Sachant que les abaques de la forme canonique sont obtenues par modification de l'échelle des abscisses, l'expression :

$$\log \frac{d_M}{d_m} = \log d_M + \text{colog } d_m$$

... équivaut à 100 divisions de l'ordonnée y.

Introduisons une valeur σ , telle que $d_m < \sigma < d_M$, et correspondant à 50 divisions de l'ordonnée (médiane de la courbe cumulative).

Dans les trois cas théoriques possibles, on aura :

$Ng = 0$ (faciès logarithmique) : $\sigma = 1/2 g = 1/2 \log d_M/d_m$.

$Ng < 0$ (faciès hyperbolique) : $\sigma < 1/2 \log G = 1/2 \log d_M/d_m$.

$Ng > 0$ (faciès parabolique) : $\sigma > 1/2 \log G$.

A la suite de nombreuses courbes expérimentales mises sous la forme canonique, nous avons constaté que les variations des stocks éboulux grossiers du talus détritique sous-marin ne concernent généralement que les valeurs de σ (fig. 5).

Les fluctuations de cette valeur concernent aussi le domaine $d_M - d_m$. La partie rectiligne des courbes cumulatives mises sous la forme canonique conserve généralement la même pente pour des valeurs de σ très différentes et caractérisant des éboulis fort distincts aux points de vue géologique et géographique.

Ainsi, les éboulis sous-marins de Porquerolles, de Port-d'Alon, du cap Sicié, de l'île Verte et de la calanque d'En-Vau ont tous une pente très voisine (fig. 5).

De ce fait, à partir du segment formé par la partie rectiligne de la courbe cumulative caractérisant le talus détritique sous-marin de l'Aiguade (île de Porquerolles), où $Ng = -2$, il est facile d'obtenir les autres droites (Port-d'Alon, cap Sicié, île Verte, En-Vau) par une simple translation suivant l'abscisse. Cette translation est égale aux différentes valeurs de σ entre deux stations consécutives. On a, par exemple, les valeurs :

Porquerolles : $\sigma = 17.10^{-2}$. g : phyllades et quartzophyllades.

Cap Sicié : $\sigma = 42.10^{-2}$. g : phyllades.

Île Verte : $\sigma = 43.10^{-2}$. g : poudingues turoniens.

En-Vau : $\sigma = 44.10^{-2}$. g : calcaires urgoniens.

Port-d'Alon : $\sigma = 92.10^{-2}$. g : dolomie séquanienne.

Parmi les nombreux talus détritiques observés, on a généralement :

- en terrains métamorphiques : $\sigma \# 38.10^{-2}$. g ;
- en terrains siliceux (grès) : $\sigma \# 40.10^{-2}$. g ;
- en terrains calcaires : $\sigma \# 45.10^{-2}$. g ;
- en terrains dolomitiques : $\sigma \# 90.10^{-2}$. g.

Ces valeurs sont générales; les remaniements aux pieds des falaises constituent de nombreux cas particuliers, ainsi que les classements locaux au fond des criques. De plus, ce matériel grossier est fortement influencé par la dispersion aléatoire.

Les éboulis grossiers se rattachent très souvent au facies hyperbolique de la forme :

$$y = A \frac{1}{x^N} + B$$

ou au facies parabolique de la forme :

$$y = A x^N + B.$$

Quoi qu'il en soit, leur pente est caractérisée par la valeur A affectée de la translation B sur l'axe des y.

Pour les courbes proches de la forme logarithmique, cette translation demeure très faible ou tend vers 0 et $A \neq 1$.

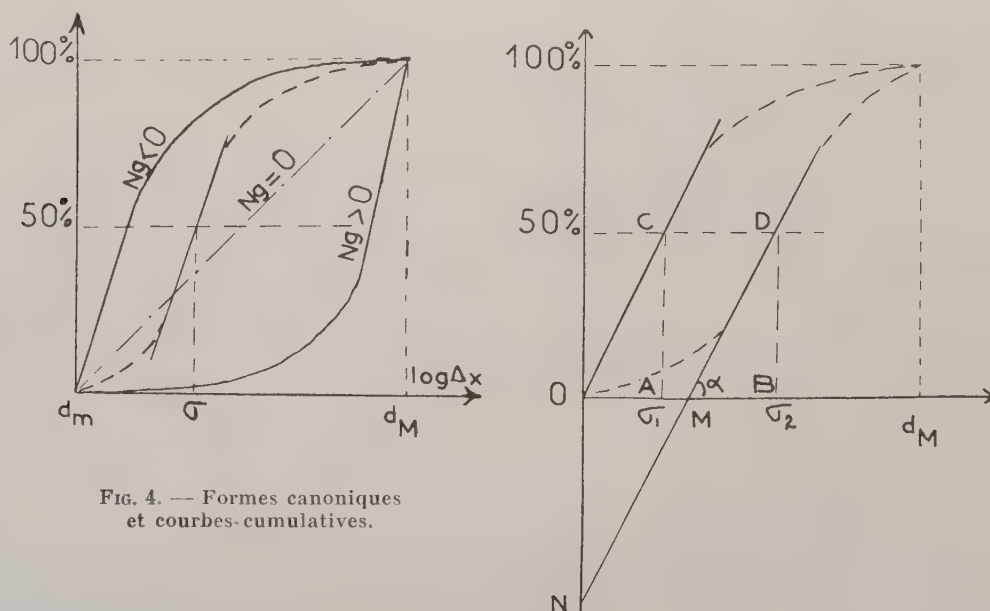


FIG. 4. — Formes canoniques et courbes-cumulatives.

Connaissant σ , il est aisé d'en déduire B par un calcul simple.

Soit deux parties rectilignes des courbes cumulatives, l'une correspondant à $B = 0$, c'est-à-dire à d_m , et l'autre à une valeur finie de B (fig. 4). On a :

$$\overline{AB} = \overline{CD} = \sigma_2 - \sigma_1$$

$$\overline{OM} = \overline{CN} = \sigma_2 - \sigma_1.$$

Les angles $\widehat{DMB}$ et $\widehat{OMN}$ sont égaux (opposés par le sommet) :

$$\widehat{DMB} = \widehat{OMN} = \alpha.$$

Sachant que α est la pente de la partie rectiligne de la courbe :

$$A = \operatorname{tg} \alpha.$$

La translation B, matérialisée par le segment ON, sera égale à $OM \cdot \operatorname{tg} \alpha$, c'est-à-dire :

$$\text{translation } B = (\sigma_2 - \sigma_1) \cdot \operatorname{tg} \alpha = (\sigma_2 - \sigma_1) \cdot A.$$

D'où la règle : la translation de la partie rectiligne des courbes cumulatives, ramenées à leur forme canonique, est égale au produit de la pente de cette droite par la différence des valeurs de σ correspondant à $B = 0$ et à une valeur finie de B .

Les variations de σ peuvent être mises en évidence par un échantillonnage le long du profil d'un talus détritique sous-marin bien individualisé. A la pointe des Trois-Fours, près de Port-d'Alon, il apparaît :

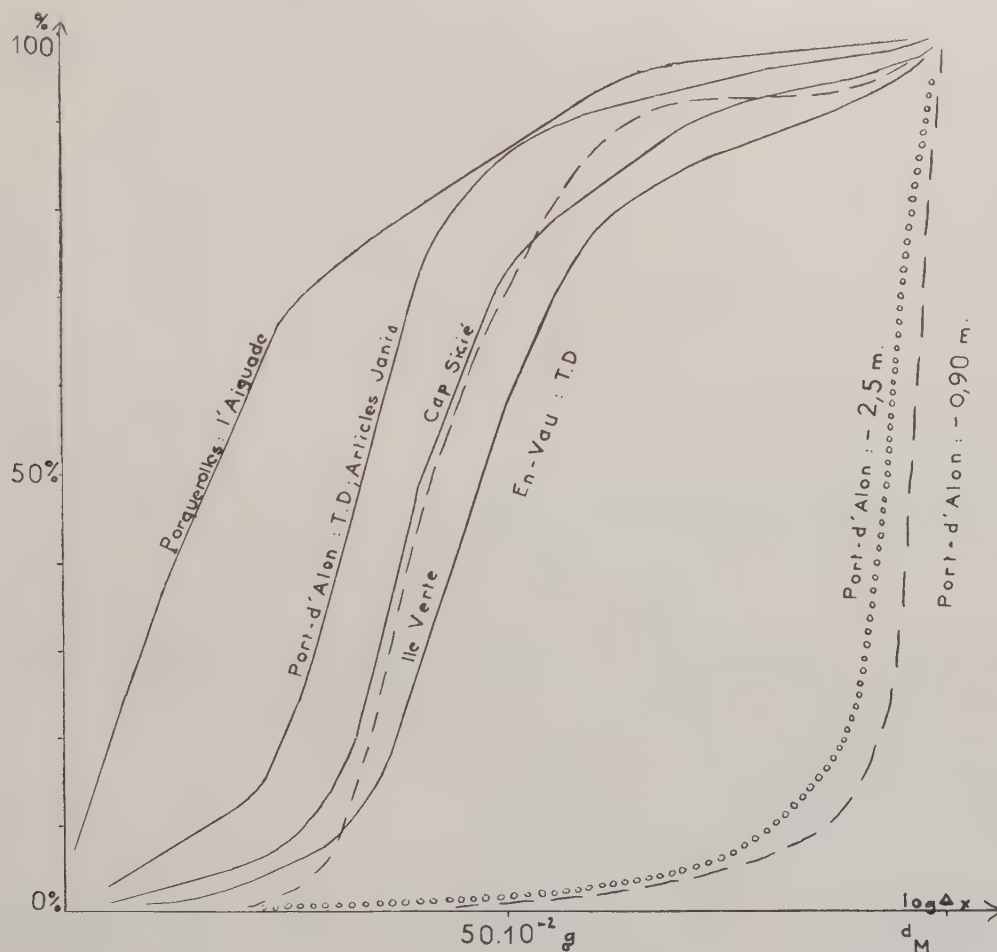


FIG. 5. — Quelques types de sédiments; courbes cumulatives semi-logarithmiques.

1° Une continuité dans les courbes canoniques, du niveau zéro à quelques mètres de profondeur où σ oscille entre 43 et 45.10^{-2} g.

2° Une brusque discontinuité est marquée au niveau d'un cordon sous-marin, au fond de la crique, à la limite probable de l'action des courants compensateurs de fond où on atteint $\sigma = 23.10^{-2}$ g.

Le long d'un profil, la valeur de σ montre d'intéressantes fluctuations, dans le domaine des sédiments grossiers. En utilisant la médiane pour déterminer σ par simple lecture sur la courbe cumulative ramenée à sa forme canonique, on a le maximum de chances pour recouper le milieu de la partie rectiligne de cette courbe.

Le problème devient plus complexe dans le cas où la pente A change de manière appréciable et lorsque les phénomènes de dispersion aléatoire sont importants. Une forte dispersion se traduit particulièrement aux extrémités des courbes et les formes canoniques ainsi obtenues s'écartent considérablement des courbes théoriques.

La difficulté peut être tournée par la méthode mise récemment au point par A. RIVIÈRE (1954).

Comme dans ma construction précédente, la courbe granulométrique est mise sous la forme canonique sans aucune correction de dispersion et reportée sur un graphique transparent que l'on superpose au graphique des courbes théoriques.

1° On détermine ainsi la courbe théorique qui, pour une même valeur de g , aurait la même médiane.

On obtient une première valeur de l'indice de facies, $N_1 \cdot g$ et, par suite, de l'indice d'évolution : $n_1 = N_1 - 1$.

2° Par translation, on détermine ensuite celle des courbes théoriques qui se superpose le mieux à la partie centrale de la courbe réelle. On a une seconde valeur $N_2 \cdot g$ de l'indice de facies et une seconde valeur de l'indice d'évolution : $n_2 = N_2 - 1$.

La différence $D = n_2 - n_1$ est l'indice de dispersion de RIVIÈRE (1954). La valeur absolue de cette différence est « d'autant plus grande que la granulométrie présente un caractère d'évolution aléatoire plus marqué ».

L'indice de dispersion D permet la généralisation de la méthode des facies granulométriques « en évitant toute appréciation empirique de la dispersion aléatoire ».

J'ai ainsi obtenu les valeurs suivantes :

Criques de Porquerolles	: $D = -3,5$.
Falaises du cap Sicié	: $D = -3$.
Ile Verte (La Ciotat)	: $D = -3$.
Calanque d'En-Vau	: $D = -2$.
Port-d'Alon	: $D \neq 0$.

B. — SABLES DE PLAGES ET DU TALUS DÉTRITIQUE

L'étude d'un grand nombre d'échantillons sur plus de 350 km de côtes de nature géologique variée me conduit aux remarques suivantes :

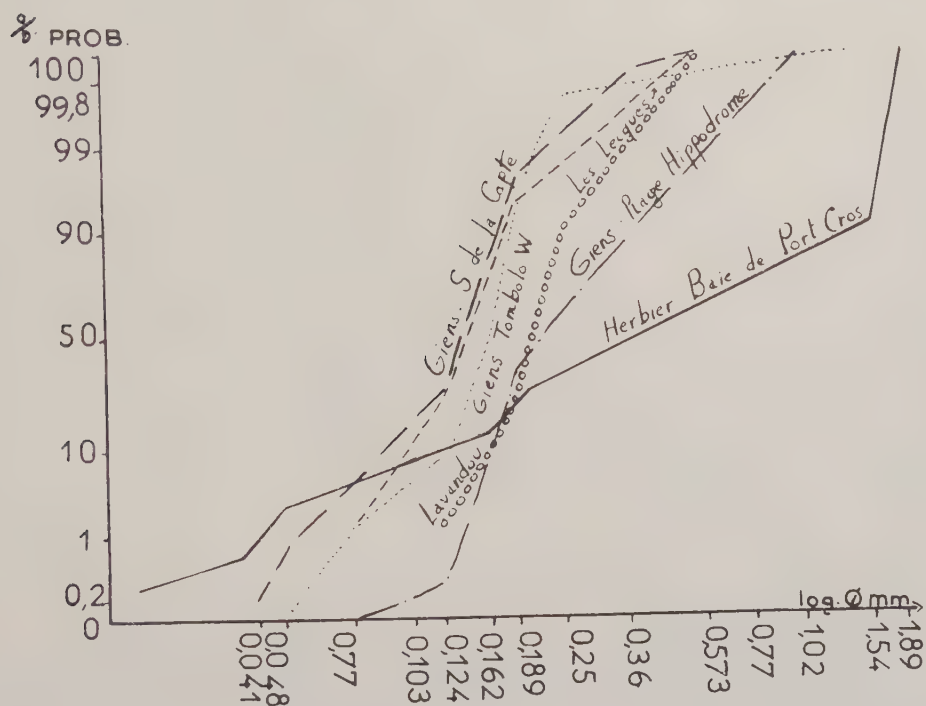
1° Les sables grossiers du sillon pré littoral, les sables de transfert contre le talus détritique, s'apparentent au facies *logarithmique*, avec un indice de dispersion variant de 0 à -2 .

Le facies granulométrique du sable coquillier de la matte d'herbier à Posidonies est proche de la forme logarithmique (J. J. BLANC, 1953) avec une forte dispersion aléatoire due aux fragments de coquilles. Cette dernière peut aller de -3 à $-0,9$. Le facies peut être très altéré au voisinage du talus détritique.

2° Les sédiments sableux des plages sous-marines et des petits fonds, des dunes et des tombolos, présentent une allure *hyperbolique*. Il en est de même pour les sables grossiers des criques, des caps et des pieds de falaises.

Cette allure hyperbolique affecte tous ces sédiments sableux, des sables les plus grossiers aux sables les plus fins des plages des Maures. La seule particularité commune est un classement assez bon et la présence de maxima assez accusés très bien mis en évidence par les diagrammes en coordonnées polaires et les courbes de fréquences.

PLAGES DE PROVENCE



PLAGE DE LA CIOTAT

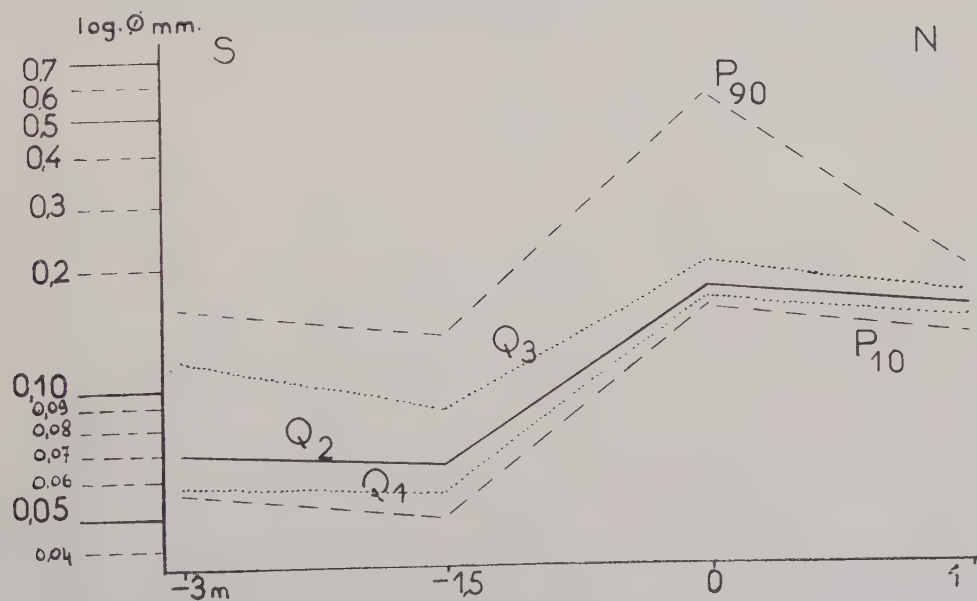


FIG. 6. — Plages de Provence occidentale (ordonnées de probabilités) et plage de La Ciotat.

BAÏE DE LA PALUD : COUPE LONGITUDINALE

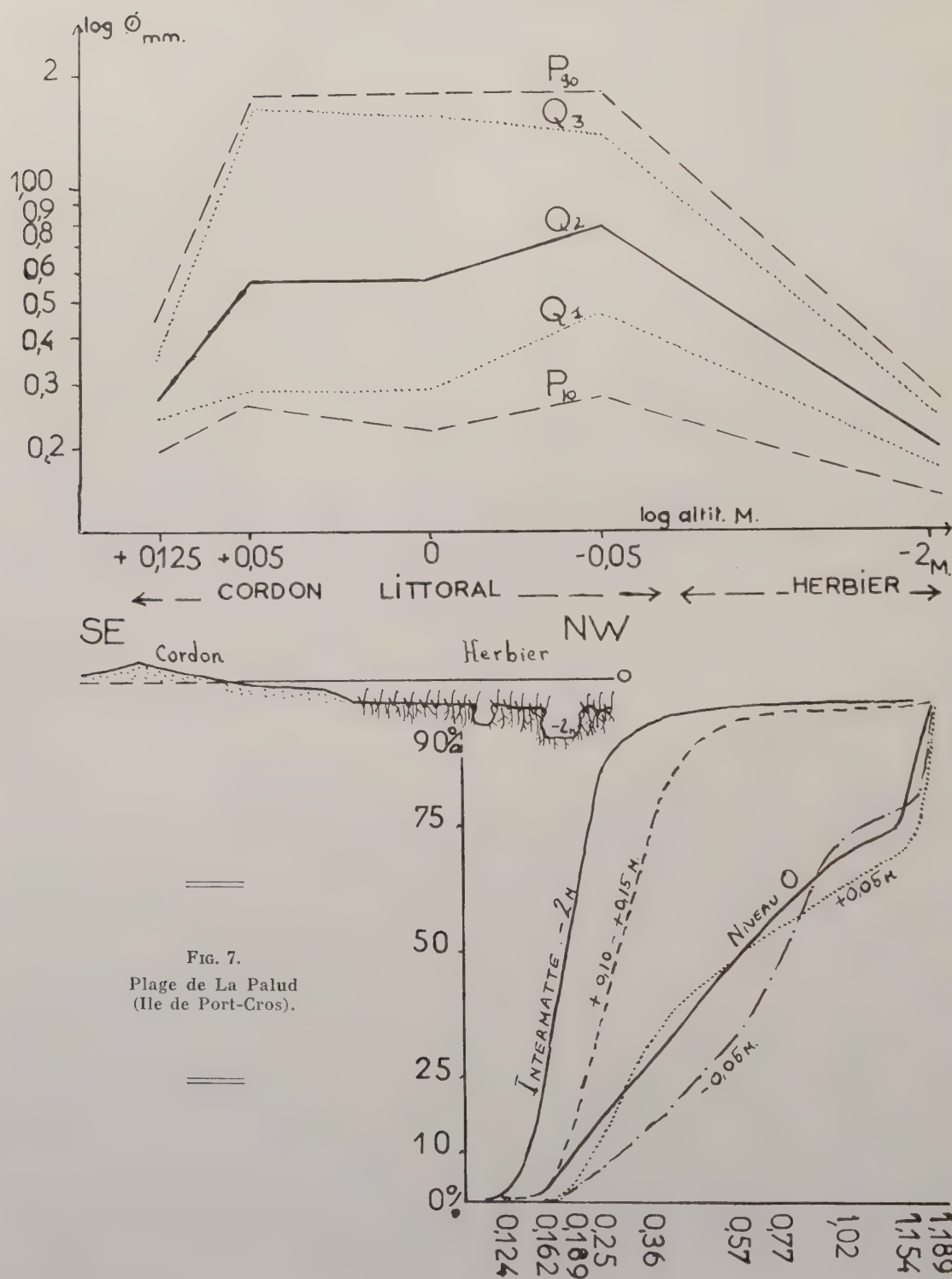


FIG. 7.
Plage de La Palud
(Ile de Port-Cros).

Le facies d'allure hyperbolique avait été observé par A. RIVIÈRE sur les petits fonds sableux de la côte des Maures. Nous l'avons retrouvé en ces endroits, aux îles d'Hyères, à Giens, au Lavandou, dans le sable fin des plages de la Provence calcaire, dans le stock sableux d'origine hydrodynamique au fond des calanques.

3° Les éboulis sous-marins, bien individualisés, présentent d'importantes fluctuations de σ amenant la translation de la partie rectiligne de la courbe cumulative ramenée à la forme canonique. On observe aussi des variations de l'indice de dispersion D.

Les facies correspondant à une évolution très peu poussée du matériau ont une forme parabolique et s'observent aux pieds des falaises subaériennes et sous-marines, près de la roche-mère. A Endoume et à Port-d'Alon, les valeurs de l'indice de facies peuvent dépasser +3.

Avec tous les termes de transition, on passe à des facies plus évolués, logarithmiques, puis hyperboliques au sein des talus détritiques. Cette évolution ne paraît pas directement en rapport avec l'augmentation de la profondeur, mais avec des variations hydrodynamiques (pointe des Trois-Fours, Sormiou).

Les sédiments sableux fins des petits fonds, dans les baies ou les calanques, constituent le terme final de la série : le facies est nettement hyperbolique, Ng peut atteindre —3.

III. — Analyse granulométrique des principaux types.

I. — CRIQUES. TALUS DÉTRITIQUES DES CÔTES ROCHEUSES

1° CRIQUE DE MODE BATTU (*baie de la Palud, île de Port-Cros*). — Le sédiment (sable grossier) est très bien classé au sommet du cordon littoral, puis ce classement diminue dans la partie immergée du cordon (fig. 7).

Le classement s'améliore dans le chenal intermatte de l'herbier, à —2 m (facies logarithmique).

Stations	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₁₀	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$	Zone
+10; +15 cm	0,22	0,27	0,34	0,19	0,42	0,64	Sommet cordon.
+5 cm	0,29	0,57	1,70	0,23	1,80	0,17	Cordon.
Zéro	0,29	0,57	1,50	0,21	1,70	0,19	Cordon.
—5 cm	0,45	0,77	1,20	0,27	1,70	0,37	Base du cordon.
—2 m	0,17	0,20	0,23	0,15	0,27	0,75	Intermatte.

2° CRIQUES RELATIVEMENT ABRITÉES (*crique des Trois-Fours [Bandol]*). — J'ai insisté sur les variations des formes canoniques suivant le profil de la crique. De même, les courbes cumulatives et les histogrammes mettent en évidence d'intéressantes fluctuations dans le talus détritique :

- à la base du cordon immergé au fond de la crique;
- à —2 m, au pied des falaises où les matériaux grossiers (granules, galets) sont très bien classés.

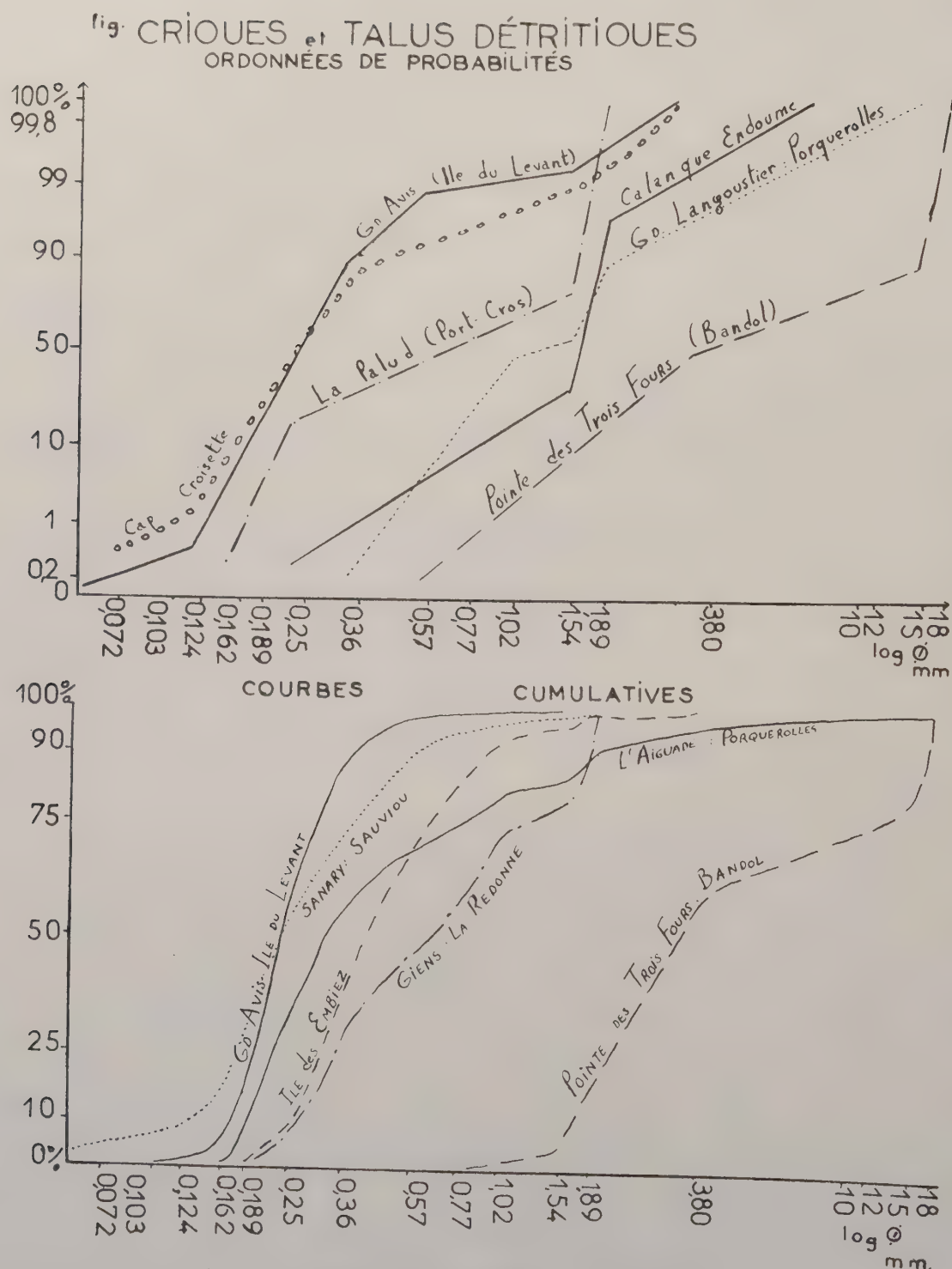


FIG. 8. — Crîques et talus détritiques; types de courbes; courbes cumulatives et ordonnées de probabilités.

3° POINTES ET CÔTES ROCHEUSES BÂTTUES. — On observe une granulométrie nettement parabolique dans les cônes d'éboulis sous-marins, près de la roche-mère (calcaire hauterivien à la calanque d'Endoume).

Les zones affectées par les influences hydrodynamiques, les courants de fond, l'effet de rétention particulier aux Dasycladées, présentent un facies plus évolué, d'allure logarithmique (La Redonne, près de Giens).

Les éboulis les plus évolués et, souvent, le mieux classés, ont la forme des sédiments grossiers hyperboliques.

Localité	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₁₀	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$	Substratum
Endoume	1,30	1,78	1,80	0,86	1,82	0,72	Calcaire hauterivien.
Cap Croisette	0,18	0,23	0,34	0,15	0,50	0,55	Calcaire aptien.
Cap Sicié	0,19	0,29	0,45	0,17	0,61	0,43	Phyllades noirs.
La Redonne (Giens)	0,34	0,64	1,20	0,27	1,82	0,28	Quartzophyllades.
La Crine, île Pomégues..	0,36	0,62	1,02	0,23	1,80	0,36	Calcaire urgonien.

4° LES PIEDS DE FALAISES. — a) *Cas des calanques étroites (En-Vau)*. — Au pied de falaises dominant directement la mer par des à-pics de plus de 100 m (côté occidental) s'entassent, à —5 m, les matériaux issus des cheminées et des éboulis (fig. 9).

Les granulométries montrent un facies parabolique.

Stations	P ₁₀	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₉₀	$\frac{Q_1}{Q_3}$
Coupe transversale SSW-NNE						
Talus détritique recouvrant matte morte à —2,5 m.....	0,69	2,10	4,70	13,0	15,5	0,16
Sable fin du prisme litt. colmatant chenal de matte à —7 m.....	0,04	0,05	0,09	0,15	0,18	0,36
Sable fin d'intermatte à —4 m.....	0,13	0,20	0,36	0,64	1,00	0,31
Talus détritique au pied de la grande falaise (—4 m).....	0,82	1,20	1,70	2,60	8,50	0,46

b) *Cas des calanques larges (Port-d'Alon)*. — Un éboulis aboutit directement dans la mer, et jusqu'à plusieurs mètres de profondeur, la granulométrie a un facies parabolique; le sédiment ne présente aucune évolution; un seul stock très grossier (fig. 10).

Des dalles recouvertes de *Jania* s'observent sur la bordure orientale. La granulométrie des articles de *Jania*, formant un véritable sédiment sur ces dalles, présente une allure hyperbolique.

Les sables fins des sillons d'érosion dans les mattes sont logarithmiques.

L'indice de classement Q_1/Q_3 et l'indice des déciles extrêmes P_{10}/P_{90} varient de pair et présentent des maxima dans le talus détritique (fig. 13). L'asymétrie et l'angulosité varient en sens inverse près du talus, contre les dalles à *Jania*.

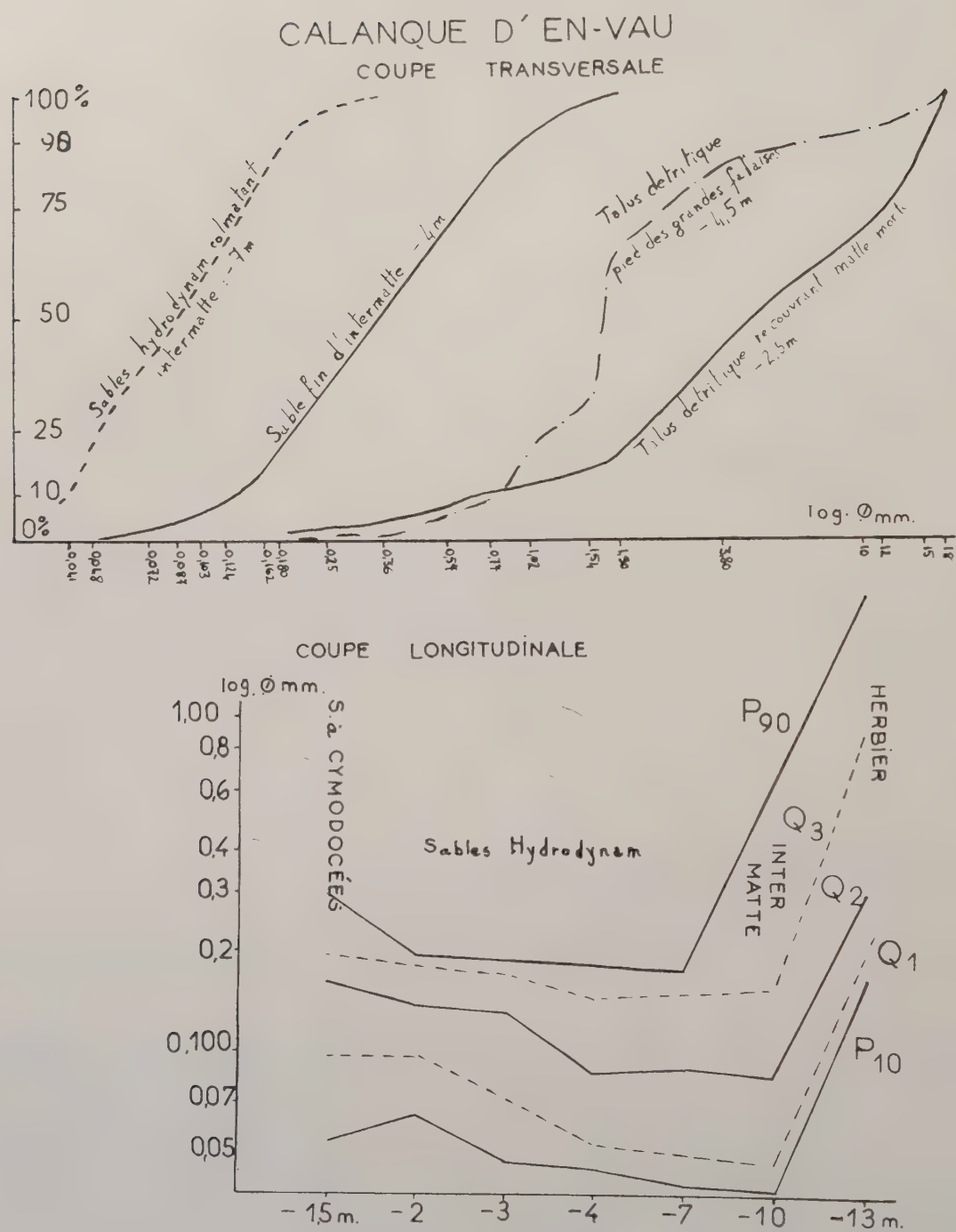


FIG. 9. — Calanque d'En-Vau.

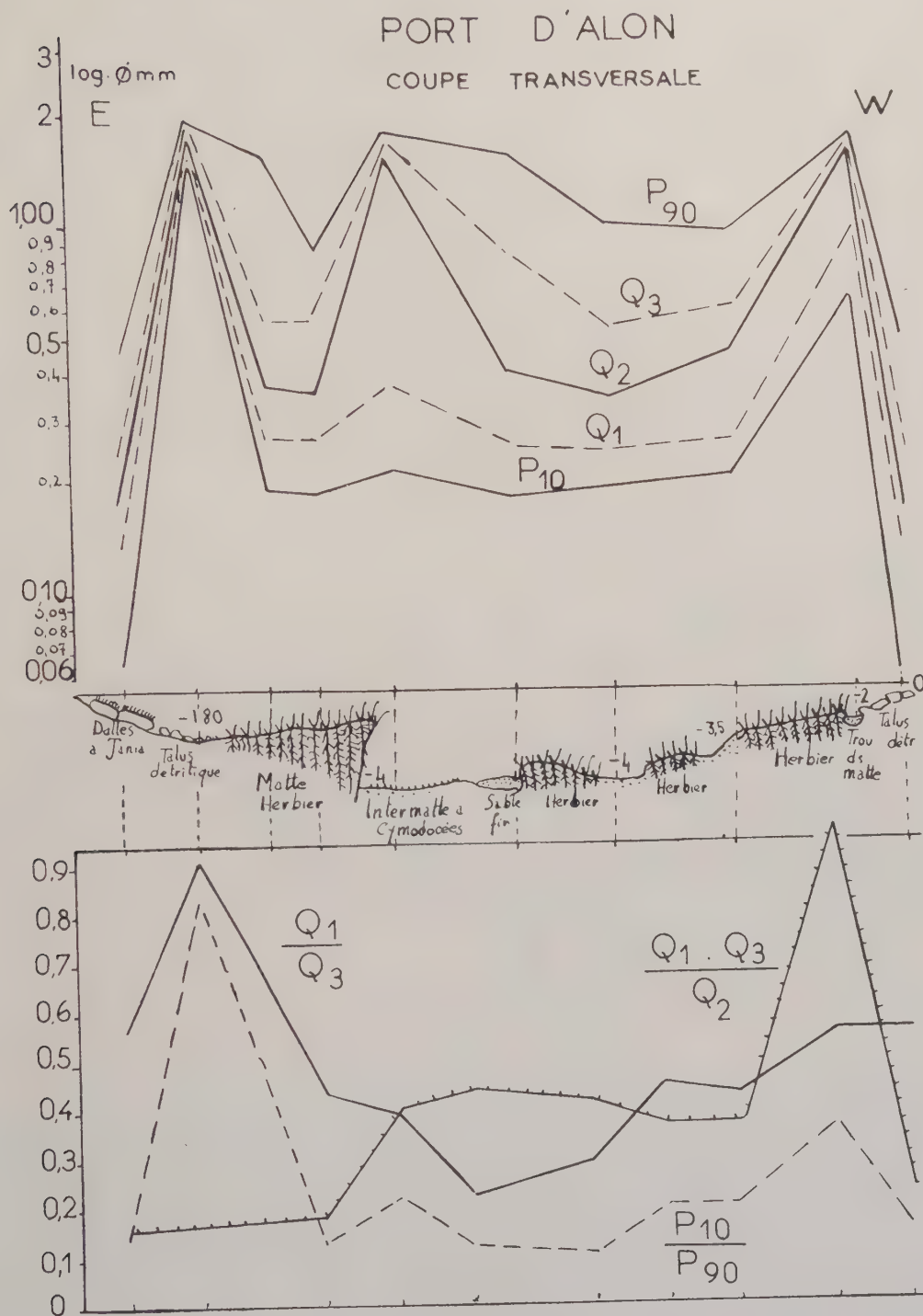


FIG. 10. — Coupe transversale de la calanque de Port-d'Alon (Bandol).

c) *Cas des grandes falaises mortes (Canaille [Cassis])*. — Au pied des plus hautes falaises de France, des à-pics de 350 m dominant un éboulis très important, le plus important du littoral méditerranéen français. Les dimensions de certains blocs dépassent celle d'une maison de plusieurs étages. J'ai montré que l'altération de cette falaise, et son recul, n'ont cessé depuis les époques préhistoriques (J. J. BLANC, 1953). Les grès du Turonien, appartenant déjà à un matériel dont l'évolution est très ancienne, sont à l'origine d'un sable grossier hyperbolique, très bien classé.

II. — LES PROFILS DE PLAGES

1. — LES GRANDES PLAGES DE LA CÔTE MÉTAMORPHIQUE

a) *Plage du Lavandou* (fig. 11). — Les sédiments grossiers du talus détritique de la plage et du sillon pré littoral ont un faciès parabolique. A la limite du déferlement (niveau « zéro » de la plage), il se forme un cordon de sable grossier du type logarithmique. Les

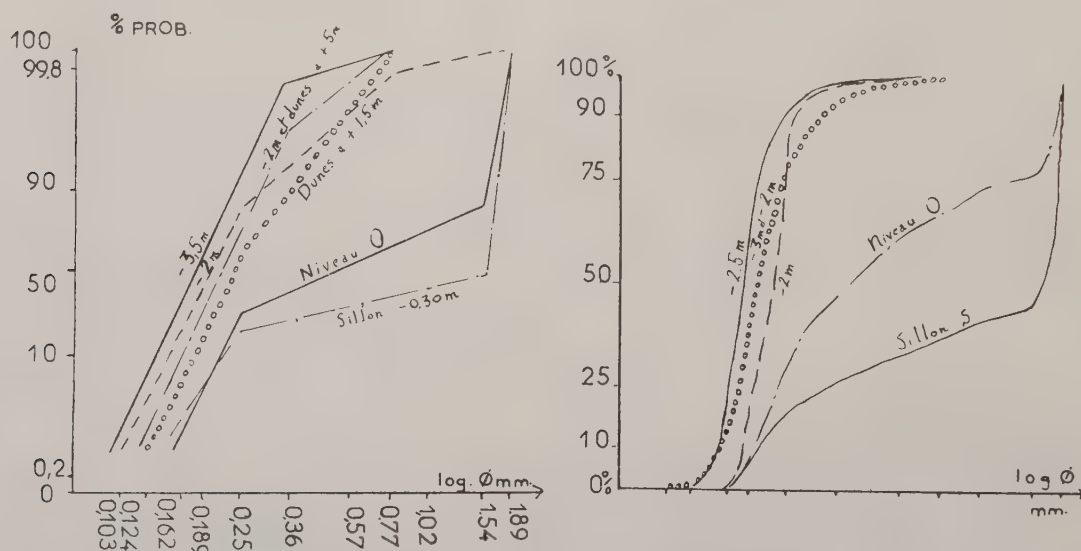


FIG. 11. — Profil EW de la plage du Lavandou (Var).

sables de la partie sous-marine de la plage et des petits fonds en pente douce sont du type hyperbolique; leur classement est bon et s'améliore avec l'augmentation de la profondeur. Les ordonnées de probabilités montrent le plus souvent un stock unique évolué. Le même faciès hyperbolique se retrouve dans les dunes.

Le classement est mauvais au niveau zéro et dans la zone du sillon pré littoral; il en est de même pour l'indice des déciles extrêmes. Cette zone correspond, au contraire, à un maximum de l'indice d'asymétrie (fig. 11).

b) *Giens : Tombolo oriental; plage au S de la Capte*. — Mêmes caractéristiques qu'au Lavandou. Les sables des petits fonds, à partir de -2 et -3 m, en se dirigeant vers le large, sont du type hyperbolique et les courbes granulométriques correspondant

PLAGE DU LAVANDOU : PROFIL E-W

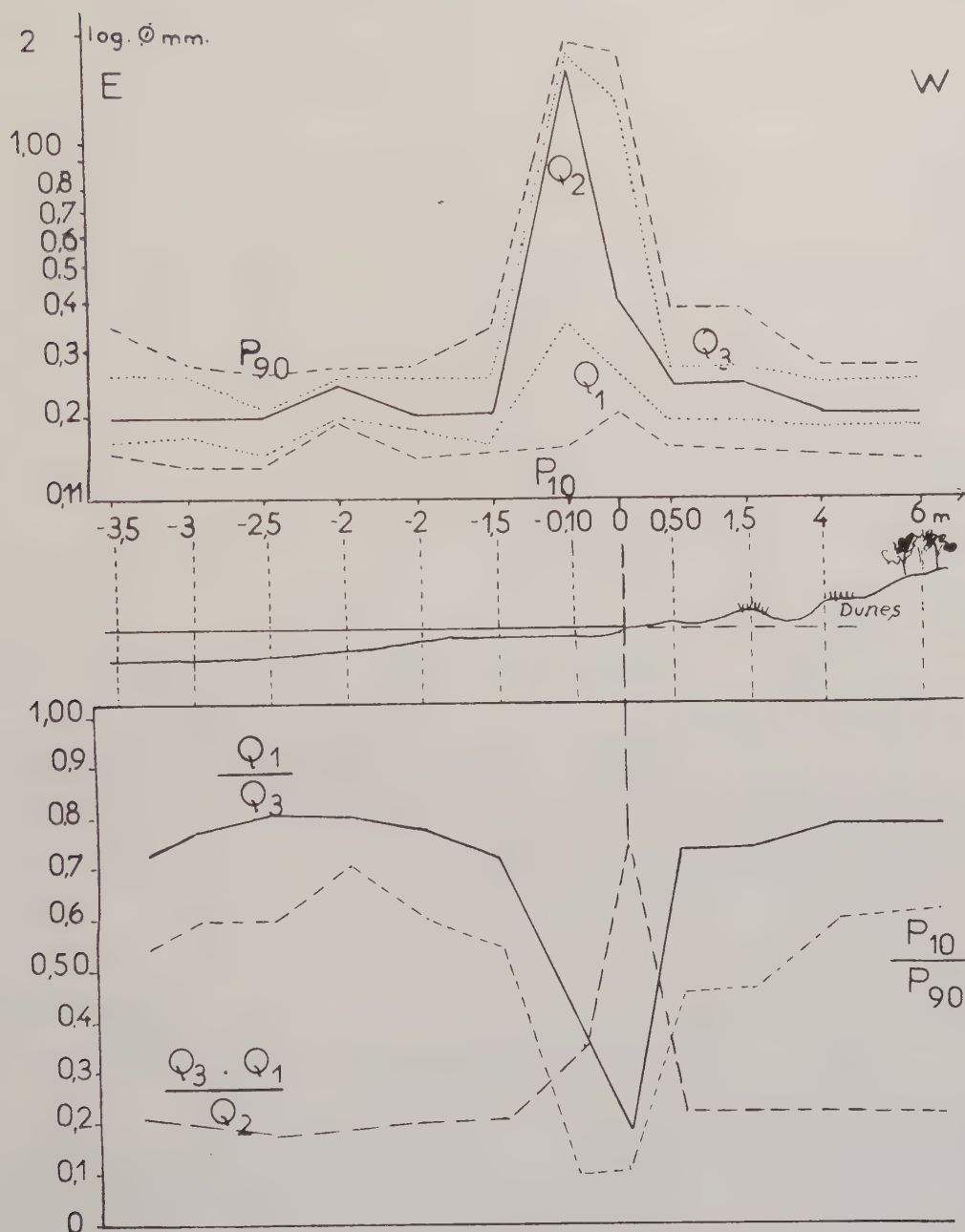


FIG. 12. — Plage du Lavandou (Var); principaux indices; leurs variations suivant le profil.

à un réseau de prélèvements serrés le long du profil sont d'une remarquable uniformité (fig. 13). Le sillon pré littoral ($-0,50$ m) et la zone de déferlement ont un classement beaucoup moins accusé et tendent vers le facies logarithmique. C'est la zone d'agitation

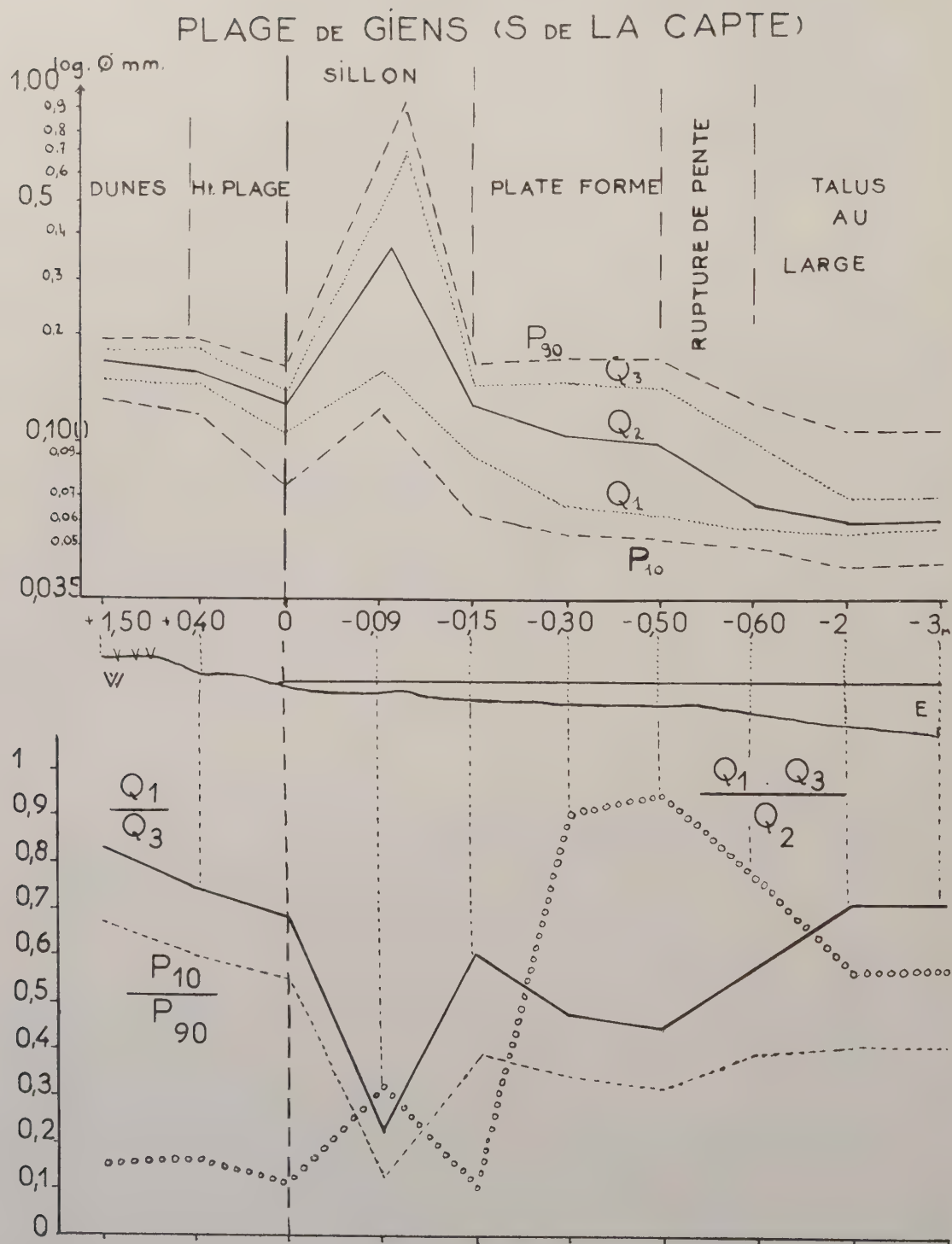


FIG. 13. — Plage de Giens; principaux indices; leurs variations.

maximum où déferlent les rouleaux. On y observe une ou deux rides. Enfin, les dunes présentent un aspect assez peu différent des sables formant la partie sous-marine de la plage.

Les diagrammes en ordonnées de probabilités montrent le plus souvent deux stocks homogènes (sables à deux maxima traduits par les coordonnées polaires), tandis que

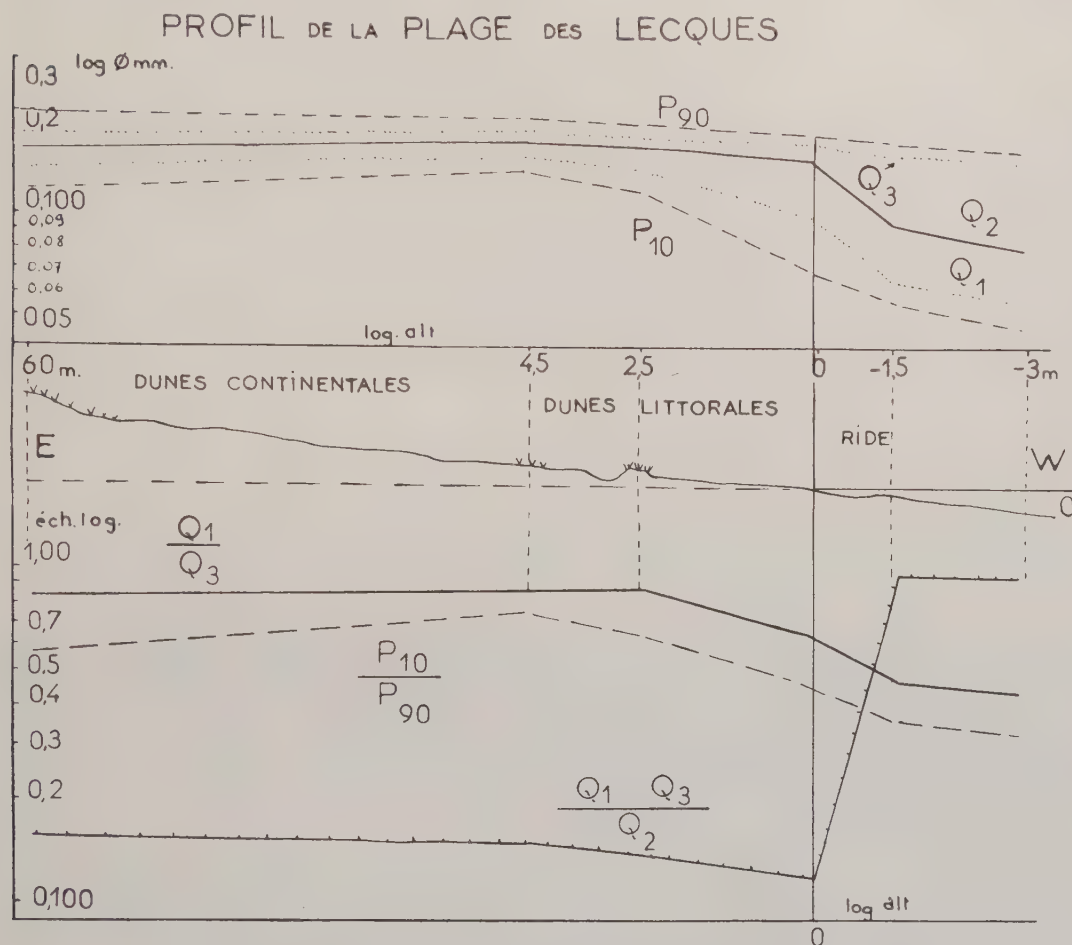


FIG. 14. — Plage des Lecques (Var); principaux indices; leurs variations.

plusieurs stocks s'observent dans la zone comprise entre le zéro et l'axe du sillon pré-littoral. A cette profondeur s'accumulent les sédiments les plus grossiers et même de petits galets.

L'asymétrie varie dans le sillon pré-littoral et surtout à la rupture de pente précédant immédiatement un talus faiblement incliné vers le large. Les variations du classement sont analogues à celles observées au Lavandou.

Dans les dunes, le classement est toujours excellent, car les grains trop gros ou trop lourds ne peuvent être dispersés, le sable fin et le sablon étant emportés sous forme de poussière éolienne.

c) *Ile de Port-Cros : plage du Sud.* — Les granulométries diffèrent peu avec la profondeur, exceptée la zone littorale. Le classement est très bon.

Une brusque discontinuité apparaît au niveau de l'herbier à Posidonies : le sable fin fait place à un sable coquillier très grossier d'allure parabolique. Les indices de classement et des déciles extrêmes diminuent dans l'herbier. L'asymétrie montre de très fortes variations au contact de l'herbier et du sable fin (zones de courants compensateurs sur le fond).

2. — LES PLAGES DE LA PROVENCE CALCAIRE

a) *Plage des Lecques : baie de La Ciotat* (fig. 14). — Mêmes remarques. Le facies des dunes est constant, au point de vue granulométrique, et paraît indépendant de l'altitude, depuis les dunes à +2,5 m jusqu'aux dunes à +60 m. L'asymétrie et l'angulosité présentent des variations au niveau de la ride littorale où déferlent les rouleaux (fig. 19).

b) *La Ciotat-Plage.* — Le sable fin s'apparente au facies hyperbolique. Sur le haut de plage (+1 m) où commencent à se manifester les actions éoliennes, le classement est excellent. Ce dernier diminue à partir du niveau zéro et commence à se stabiliser vers le large.

IV. — Transferts latéraux et granulométries.

L'étude détaillée des transferts sera abordée au chapitre VII. Aussi, nous ne donnons ici que des indications très générales accompagnées de détails granulométriques.

1° **LE TOMBOLO OUEST DE GIENS.** — Le tombolo Ouest de Giens est alimenté par un transfert NS en rapport avec une dérive latérale issue des vagues obliques de mistral. Ce transfert débute à partir des falaises de Carqueirane et de l'Almanarre et vient s'achever à la hauteur de la Madrague de Giens. A cet endroit, l'ensablement se poursuit et se traduit par un herbier émergeant qui capte les particules les plus fines issues de ce transfert. Le tombolo occidental de Giens est constitué de matériaux d'origine permienne, ce qui l'oppose au tombolo oriental constitué par le matériel métamorphique des Maures.

Le classement est assez bon et à peu près constant tout au long du transfert (fig. 21). Les sables les plus fins colmatent l'herbier et la côte de la Madrague de Giens. Au-delà de la Madrague, on constate une arrivée très brutale de matériaux grossiers, mal classés, issus d'un petit transfert par les vagues de mistral, à partir de la Redonne.

2° **LE TOMBOLO EST DE GIENS** (fig. 15). — Même processus, mais la zone d'alimentation est plus lointaine (côte de la Londe, plages de galets jusqu'à l'embouchure du Gapeau).

Au Ceinturon commence le cordon de sable fin; la zone de colmatage maximum, à l'embase sud du tombolo (l'Estanci), est marquée par un sable fin très bien classé. Ce sable colmate les criques de l'Estanci; comme pour le tombolo occidental, cette zone de sédimentation active, au terme d'un transfert, est le siège du développement d'un herbier important en voie de surélévation.

Le sens du transfert est ici NNE-S, épousant la courbure de la presqu'île de Giens; sa longueur est de 12 km, ce qui est considérable, à l'échelle du littoral étudié. Contrairement au tombolo occidental, il y a ici les plus grandes discontinuités au point de vue

granulométrique : d'une manière générale, le sédiment est très bien classé et devient de plus en plus fin, du Ceinturon à la plage de l'Estanci (fig. 15).

Des écarts s'observent : près des lagunes et cordons du Palyvestre (matériel fin); à l'épi de la plage d'Hyères; à l'épi de la plage de l'Hippodrome. Une brusque apparition de matériel très grossier est en rapport avec l'érosion de plusieurs blockaussen plus ou moins immergés; à l'épi de la Capte (jetée) où les matériaux fins se concentrent et se classent à nouveau « sous le vent » de l'épi.

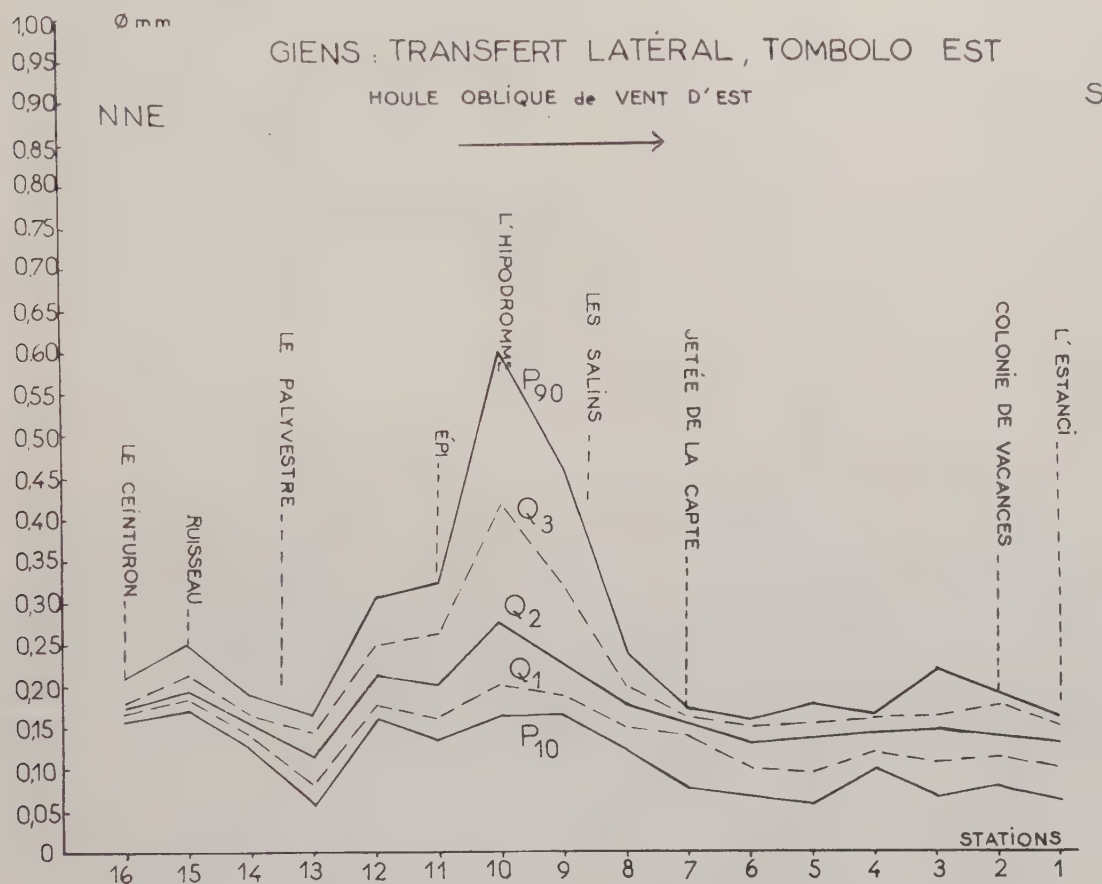


FIG. 15. — Transfert latéral du tombolo oriental de Giens.

La sédimentation devient ensuite continue tout au long du transfert, jusqu'à l'Estanci (fig. 15). Un seul écart correspond, près de la colonie de vacances, à des lames de quartzophyllades coupant l'étendue de la plage.

3° BAIE DE PORT-CROS (ÎLES D'HYÈRES). — C'est le type d'une baie très abritée, ouverte vers l'Ouest sur la passe entre l'île de Bagaud et l'île de Port-Cros (fig. 16).

La houle et les vagues sont considérablement amorties par le front de l'herbier émergeant. En arrière de ce front, la « lagune » abritée constitue une zone où se déposent les suspensions. Cependant, seuls les minéraux très fins arrivent à passer au travers du « récif-barrière », les grains grossiers restant à la surface de la matie (R. MOLINIER et

BAÏE DE PORT-CROS : TRANSFERT LATÉRAL

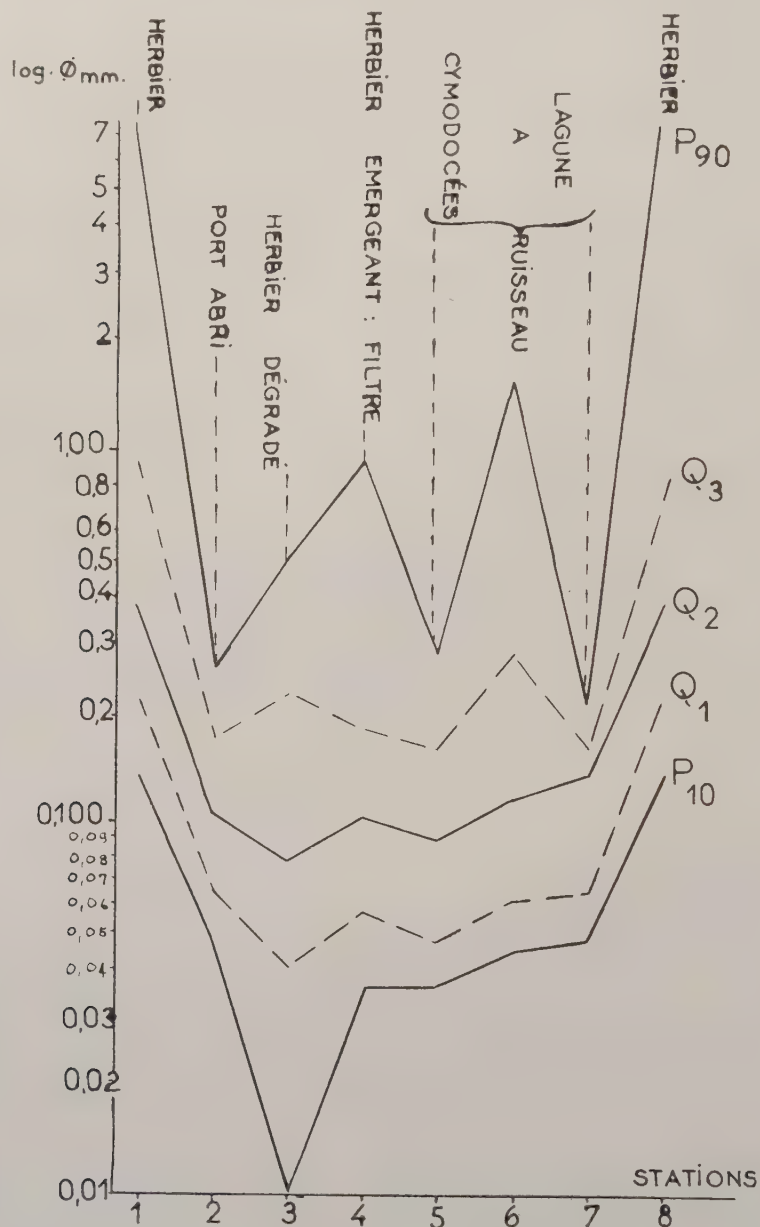


FIG. 16. — Transfert latéral au fond de la baie de Port-Cros.

J. PICARD, 1951, 1952; J. J. BLANC, 1953). Ainsi, la « lagune » est caractérisée par un sable très fin, micacé, contrastant fortement avec le sable coquillier grossier de la matte.

Le petit transfert se fait depuis le cap du Moulin à Vent, il longe le flanc Est de la jetée de pierre et traverse en partie les deux wharfs, puis il suit les indentations du fond de la baie et rencontre le côté convexe au Sud, près de la pointe de la Pomme d'Or (fig. 16).

Le transport des minéraux se fait sur le fond (saltation) et en suspension (lamelles de micas). Ce petit transfert local a pour conséquence l'érosion de la partie Nord de la baie, en face des maisons, et le colmatage de la partie Sud, près de la « lagune ». Ce colmatage correspond à la zone d'exhaussement maximum de l'herbier à Posidonies. Le filtrage est plus ou moins poussé dans la zone de l'herbier émergeant, les grandes lames de micas ont tendance à se coller sur les feuilles plates des Posidonies. Seuls les petits micas se retrouvent dans les sables noirs de la « lagune ».

Les sables coquilliers des mattes sont très mal classés; le classement s'améliore dans la partie draguée de la matte (influence des remaniements postérieurs, amas de matériaux soumis à la houle). Près du talus détritique et au pied du front d'émersion de l'herbier, le classement devient mauvais à cause des galets et des débris de coquilles arrêtés par l'écran. En arrière de l'écran, dans la « lagune », les sables sont assez bien classés, excepté au débouché du torrent de Port-Cros.

La matte dégradée, les sables de la partie draguée du port-abri, ont une allure logarithmique. Les sédiments du talus détritique sont paraboliques.

CONCLUSIONS

1° Les trois types de courbes cumulatives observés se rencontrent sur le littoral étudié, quelle que soit par ailleurs la nature géologique du substratum.

a) Le type parabolique se rencontre dans les talus détritiques sous-marins, en liaison avec des éboulis non évolués.

b) Le type logarithmique, correspondant aux sédiments légèrement évolués, se rencontre dans les cordons et les sillons pré littoraux, dans la plupart des mattes et des chenaux intermattes, etc. Ce sable est généralement mal classé.

c) Il existe un facies hyperbolique particulier aux sédiments grossiers évolués des talus détritiques, des criques, des passes, des caps et des îles, des fonds de calanques et de baies abritées, des sables d'origine biologique (articles de *Jania*).

Le tableau suivant résume ces considérations :

Type	Evolution et classement	Correspondance	Actions hydrodynamiques
Parabolique.	Evolution nulle. Classement variable.	Talus détritique. Eboulis.	Ressac, vagues. Pied de falaise.
Logarithmique.	Début d'évolution. Classement mauvais.	Cordons littoraux. Sillons pré littoraux. Matte des herbiers. Intermattes.	Swasch. Backswasch. Courants compensateurs.
Hyperbolique.	Très évolués. Bon classement.	Talus détritique. Criques, passes. Participation biologique (articles de <i>Jania</i>). Baies abritées. Amphores.	Décantation en mer ou vase clos. Houles. Courants de fond, etc.

2° Les diagrammes en coordonnées polaires montrent les correspondances suivantes :

— zones d'ablation : un seul maximum;

— sables littoraux, cordons : deux maxima;

— sables éoliens, d'origine littorale : deux maxima;

— mattes d'herbiers : plusieurs maxima dans les domaines grossiers. Diagramme massif et irrégulier.

Des cas complexes résultent du mélange de stocks récents ou ayant subi une longue évolution géologique.

3° L'examen des courbes expérimentales ramenées à leur forme canonique montre un stock initial fondamental issu de l'éboulis subaérien et de l'érosion du littoral : c'est le facies du talus détritique non évolué.

La mise en place initiale du sédiment se fait au niveau du talus détritique littoral. Le sédiment évolue par la suite sous l'effet d'actions hydrodynamiques variées.

Malgré une forte dispersion aléatoire, il est possible d'évaluer cette évolution au moyen de l'indice de dispersion de A. RIVIÈRE ou des différentes valeurs de la médiane de la partie rectiligne des courbes canoniques.

Les stocks calcaires d'origine biologique s'écartent de cette évolution et constituent des cas particuliers (herbiers de forme généralement logarithmique).

La pente de la partie rectiligne des courbes expérimentales ramenées à la forme canonique peut devenir invariable lorsque l'évolution du sédiment est très poussée.

4° L'analyse granulométrique appliquée à l'étude des transferts littoraux montre :

— un classement généralement de plus en plus accusé tout au long du transfert; on aboutit à un sable évolué (logarithmique ou hyperbolique) dans les zones d'atterrissement ou de colmatage;

— cette zone de colmatage correspond au développement d'un herbier pouvant évoluer jusqu'au stade de la lagune à Cymodocées. Le tableau suivant résume les principaux transferts étudiés :

Transfert	Sens et croissance du classement	Longueur	Vents	Stade de l'herbier
Tombolo W de Giens.	Du N au S.	5 500 m	Mistral. Tramontane.	Très évolué. Posidonies et lagune à Cymodocées.
Tombolo E de Giens.	Du NNE au S.	12 000 m	Vent d'Est.	Stade à Cymodocées (l'Estanci).
Baie de Port-Cros.	Du N au S, filtrage des Posidonies.	500 m	Vents d'Est, vagues réfléchies.	Très évolué. Posidonies, lagune à Cymodocées.
Les Lecques.	Du S au NNW.	2 000 m	Vent d'Est, qq.	Cymodocées.
Calanques. Sormiou.	Variable, inversé NE au SW.	200 m	Vent d'Est, réfractations.	Stades facultatifs (Cymodocées).

DEUXIÈME PARTIE

La Dynamique littorale

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE, PROSPECTION SUR LE TERRAIN

L'étude des phénomènes littoraux implique, en plus des techniques sédimentologiques classiques, la connaissance physique du milieu marin littoral. Aux éléments d'Océanographie physique nécessaires doivent s'ajouter les mécanismes biologiques particuliers aux milieux géologiques étudiés.

Les problèmes de la Nature ne sont pas simples, les phénomènes physiques et biologiques sont, le plus souvent, intimement liés. Ainsi, la sédimentologie littorale, dans la région étudiée, demeure souvent en relation avec le développement des herbiers. L'évolution de ces derniers et leurs conséquences géologiques dépendent de faits physiques, tels que les courants et le régime des vents. Ces influences seront étudiées séparément au cours des chapitres suivants, en relation avec le paysage. Les détails de méthodes seront expliqués au fur et à mesure.

La Météorologie de la région provençale est bien connue et fait l'objet d'observations continues. Les problèmes et cycles biologiques particuliers au domaine littoral ont, pour la plupart, été étudiés par les chercheurs de la Station marine d'Endoume. En ce qui concerne l'Océanographie physique, les observations en sont à un stade préliminaire et j'ai dû souvent effectuer moi-même l'étude des courants. Que le lecteur veuille bien excuser mon inexpérience de débutant et, parfois, la rusticité des moyens employés.

L'essai de synthèse constitué par les chapitres qui suivent forme la partie de cet ouvrage relative à l'évolution géologique des matériaux ou *dynamique littorale*. L'étude sur place des phénomènes littoraux actuels (« survey » des auteurs anglo-saxons) nécessite une prospection à la fois rapide et étendue. Etude relativement étendue, puisqu'il faut déceler les phénomènes sur plus de 350 km de côtes rocheuses (baies, criques, îles), mais aussi, étude rapide, car il faut suivre l'effet des houles et des vents, examiner l'état des plages après les tempêtes, suivre l'évolution de ces plages avec le changement des conditions météorologiques. Ainsi, nous tenons le plus grand compte des prévisions et des changements de pression barométrique. Une fois les vagues ou la tempête déclenchées, on peut appliquer deux méthodes se complétant mutuellement :

1° D'une part, prospecter la plus grande partie possible du littoral avant le changement du régime des vents. Le secteur étudié étant relativement bien desservi en voies de

communication, j'ai pu le parcourir entièrement en un peu plus de quarante-huit heures à l'aide d'une moto et d'une petite auto.

2° L'inconvénient de cette première méthode (qui apporte des renseignements nombreux pour tous les secteurs) résulte de la discontinuité évidente des observations brutes d'une campagne à l'autre. Les régimes de transition ne peuvent être mis en évidence.

Il est nécessaire d'obtenir des observations absolument continues, par tous les temps, quel que soit le régime des vents. Ceci restreint considérablement les investigations, et les observations peuvent durer plusieurs jours. En combinant les deux méthodes, pour chaque secteur, on arrive à obtenir un réseau assez complet d'observations. En fait, il ne s'agit que d'une apparence et des cas fortuits peuvent nous échapper.

Quoi qu'il en soit, les observations ont été précisées par des échantillonnages granulométriques et de nombreuses plongées. La durée des recherches rend le travail extrêmement rigoureux par vents du N et du NW. L'habit isothermique caoutchouté est donc indispensable pour ces plongées. Le scaphandre autonome Cousteau-Gagnan peut rendre des services, mais la plongée libre demeure le moyen d'observation le plus commode.

Le déplacement des masses d'eau a été suivi à l'aide de flotteurs plus ou moins lestés par rapport à d'autres flotteurs-repères mouillés. Sur le fond, j'ai parfois utilisé du sable coloré ou de la brique pilée. Il est alors utile de planter des piquets. Un chronomètre rigoureusement étanche rend des services.

CHAPITRE III

DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES : RÉGIME DES VENTS

Nous ne nous étendrons pas sur les considérations générales caractérisant le climat provençal (températures, pluviométries, etc.). Ces dernières sont bien connues et une abondante bibliographie leur est consacrée. Nous ne donnerons que quelques détails sur les particularités du régime des vents, ainsi que sur les marées.

En Provence, les marées sont très faibles et sont souvent masquées par les dénivellations dues aux vents. Le marnage moyen est de 0,30 m. Les effets sont visibles sur les plages et le littoral rocheux.

L'influence des vents et des modifications barométriques peut se combiner à l'action de la marée et le résultat global suffit à créer des variations de niveau atteignant souvent 0,45 à 0,50 m. Exceptionnellement, on a pu enregistrer des dénivellations de 0,70 m.

Au fond des baies *très abritées*, ces influences demeurent prépondérantes et on observe les plus gros écarts : l'échelle du Brusac accuse parfois des différences de 0,5 m (cf. chap. VII); au fond de la baie de Giens, près de la Redonne, j'ai mesuré, exceptionnellement, un marnage de 0,80 m. Ces derniers phénomènes peuvent influencer la sédimentation des petits fonds, en particulier le 25 février 1952, à la Madrague de Giens, le marnage atteignait 0,60 m et un courant se manifestait sur les petits fonds.

L'ampleur de ces marées exceptionnelles peut se comparer avec les marées de l'Adria-

tique (2 m d'amplitude) et du golfe de Gabès ou des Syrtes (1 à 0,60 m). On peut d'ailleurs se demander s'il existe un rapport entre la disposition abritée due aux tombolos de Giens et une amplitude particulière de la marée. En effet, à la Madrague de Giens, le marnage peut atteindre 0,80 m et dépasse largement les valeurs moyennes des autres points du littoral. Les pratiques de la côte connaissent bien les courants en rapport avec ces dénivellations; ces derniers sont très nets en l'absence de vent. De 12 heures à 0 heure, le courant longe la côte et sort de la rade de Giens, d'E en W, tandis que de 0 heure à

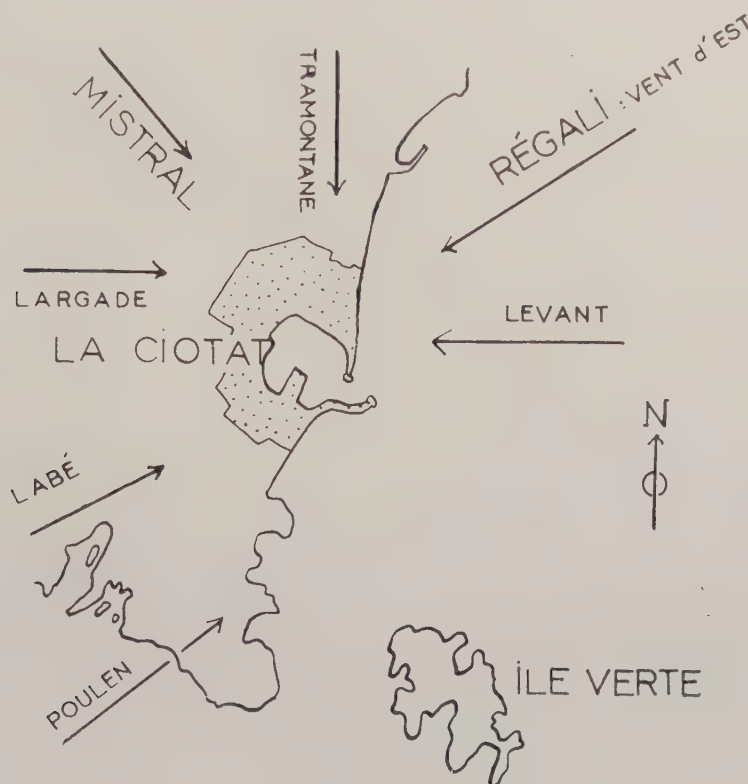


FIG. 17. — Direction et désignation des vents à La Ciotat.

12 heures s'observe un courant entrant, c'est-à-dire dirigé d'W en E. Des courants à peu près analogues sont connus dans le chenal de Caronte, et même dans les « graus » de l'étang de Bolmon, près des Martigues.

Enfin, les observations faites en Corse montrent aussi des dénivellations importantes dans la baie abritée de Porto-Vecchio (J. J. BLANC, 1954).

Si les marées, ou les seiches, ne sont point à négliger, il faut surtout envisager l'influence des vents. La terminologie de ces derniers est essentiellement variable d'un port à l'autre : ainsi, les termes de « Labé », de « Poulen », de « Levan », pour les pêcheurs de La Ciotat, de Bandol ou de Carry, ont des significations très différentes. Aussi, dans le texte, préférons-nous indiquer simplement le secteur correspondant de la rose des vents, plutôt que l'appellation locale proprement dite (fig. 17).

Deux vents ont une importance fondamentale : ce sont le mistral, venant du N ou du NW, et le vent d'Est. De leurs fluctuations dépend souvent l'économie des petits ports

de pêche. Ces vents se relaient souvent et il n'est pas superflu d'ajouter ici qu'ils ont presque leur « personnalité ».

Le *mistral* souffle du N, du NW et du N-NW. Très sec, il dépouille le ciel de ses nuages, abaisse la température de l'air et fait remonter les eaux froides. Son caractère le plus net est, peut-être, son extrême brutalité.

La *tramontane* est un vent glacial, très violent, soufflant du secteur Nord. C'est un proche « parent » du mistral. Le plus souvent, il fonctionne comme « vent de terre ».

La *largade* est le « vent de la mer » des pêcheurs provençaux. Ce vent souffle du SW et donne rapidement une mer démontée. C'est encore un vent très brusque (on dit : « Un coup de largade »). Ses « sautes » très violentes peuvent amener des catastrophes locales (naufrage du « Cynos » dans le port de La Ciotat).

Le *sirocco* vient du Sud. Il est très rare. C'est le « Levan drè » des pêcheurs de La Ciotat. C'est un vent très chaud transportant des particules minérales très fines. Ses effets sur le littoral sont mal connus, car je ne dispose que de peu d'observations; ils paraissent voisins de ceux du vent d'Est.

Le « *vent d'Est* » vient des secteurs E, SE et S-SE. Il est appelé par les pêcheurs, tantôt le « Levan », tantôt le « Régali ». C'est un vent chaud et humide qui « suit » les basses pressions. Ses effets sont déprimants, l'atmosphère est lourde, énervante : en Espagne, c'est « le vent des révolutions ».

Il est accompagné de pluies et d'orages, il transporte un cortège de nuages épais et donne une grosse « houle » de fond ou de violentes tempêtes. Parfois aussi fort que le mistral, il lui succède souvent, mais ne présente jamais un caractère rythmique diurne à sautes brusques.

Le tableau suivant résume ces considérations et les appellations locales :

Direction	Fréquence en jours par an	Force moyenne Beaufort	Effets sur le plan d'eau si côte E-W	Terminologie locale
E et SE.	81	1,6	Relèvement du niveau, houle oblique, vagues longues.	Régali (La Ciotat). Levan (Bandol).
NW et N-NW.	107	2,4	Souvent baisse de niveau, vagues obliques, tempêtes, vagues courtes.	Mistral (partout).
N.	7	1,7	Mêmes effets.	Tramontane (partout).
W-SW S-SW	86	1,6	Vagues obliques, sautes rapides.	Largade (W). Labé (SW). Poulen (S-SW).
S.	17	1,5	Relèvement niveau, houle « de fond », houle directe.	Sirocco (rare). Levan ou Levan drè.
NE.	54	0,6	Vagues obliques.	Régali atténué.
Vent nul.	13	0,0	Dispersion au large atténuée.	

CHAPITRE IV

LES TRANSFERTS LATÉRAUX

SOMMAIRE

I. — MISE EN ÉVIDENCE	39
Preuves tirées de l'examen minéralogique : tombolos de Giens, transfert du cap Sicié vers les Sablettes (p. 39). — Preuves tirées de l'étude granulométrique (p. 40).	
II. — ETUDE SOMMAIRE DES PRINCIPAUX TRANSFERTS	40
Tombolo oriental de Giens (p. 40). — Cap Sicié-les Sablettes (p. 41). — Le « creux » de Bandol (Renecros) (p. 41).	
CONCLUSIONS	41

I. — Mise en évidence.

En plus de l'observation directe : flotteurs, dérive latérale de sédiments colorés artificiellement ou naturellement (eaux et limons du Gapeau, plage « rouge » du Grand Langoustier à l'île de Porquerolles, etc.), les transferts latéraux sont confirmés par l'étude des minéraux lourds et par les granulométries.

A. — PREUVES TIRÉES DE L'EXAMEN MINÉRALOGIQUE

1° TOMBOLOS DE GIENS. — C'est la démonstration la plus évidente du colmatage réalisé par deux transferts de sens opposés reliant une île au continent :

— le tombolo occidental est constitué par un sable riche en débris coquilliers, en grenats et minéraux opaques provenant du Permien de la côte de Carqueirane et de l'Almanarre. Seul un transfert latéral dans le sens du Nord vers le Sud peut expliquer cette répartition. En effet, un courant en sens contraire venant de Giens apporterait les minéraux caractéristiques de l'association des phyllades et des quartzophyllades;

— le tombolo oriental est caractérisé par des minéraux lourds s'apparentant à l'association des Maures : staurotide, sillimanite, disthène, etc. Ils sont apportés par un transfert dirigé du N-NE vers le Sud.

2° LE TRANSFERT DU CAP SICIÉ VERS LES SABLETTES. — L'origine de l'apport sédimentaire est à rechercher dans les schistes et les phyllades noirs du cap Sicié aux falaises des Pèras.

Le transport, dirigé du SW au NE, déporte un sable grossier riche en biotite, chlorite et minéraux opaques sur les criques situées au-delà des affleurements de phyllades.

Ainsi, après les violents « coups » de mistral provoquant le transfert, les plages de Fabrégas (dans le grès werfénien), de Mar-Vivo et des Sablettes, sont recouvertes d'une couche de sable noir riche en minéraux opaques. Ce transfert est d'ailleurs mis en évidence par les granulométries et la présence d'un très fort courant latéral longeant les falaises du cap Sicié (fig. 18).

En fait, excepté peut-être le cas précité, les déplacements latéraux demeurent toujours en rapport avec les vagues obliques (Giens, Sormiou, grandes plages du Var). Lorsque les vagues obliques cessent, les actions de transfert sont interrompues.



FIG. 18. — Transfert latéral, du cap Sicié aux Sablettes (Toulon).

B. — PREUVES TIRÉES DE LA GRANULOMÉTRIE

Nous ne ferons que les rappeler, puisque la question est traitée au chapitre I.

Un classement de plus en plus accusé s'observe tout au long du transfert (Giens, les Lecques); on aboutit à un sable évolué (logarithmique ou hyperbolique) dans les zones d'atterrissement et de colmatage. Ces dernières correspondent le plus souvent au développement d'un herbier pouvant évoluer jusqu'au stade de la « lagune » à Cymodocées (île de Port-Cros, Giens).

II. — Etude sommaire des principaux transferts.

1° TRANSFERT DU TOMBOLO ORIENTAL DE GIENS : NNE-S. — Les jetées de la Capte fonctionnent comme des épis s'engraissant par le transfert latéral longeant les plages du tombolo oriental. Ce transfert est lié aux vagues obliques de mistral et, surtout, de vent d'Est. Ces vagues obliques peuvent s'inverser avec les vents générateurs, le transfert s'inverse de même. D'autre part, des colmatages dus aux réfractions et aux contre-

courants s'effectuent « sous le vent » des épis. Un tel phénomène a souvent été observé par A. RIVIÈRE et C. RAZAVET.

Lors de l'approfondissement du nouvel abri, au Sud des vannes de la Capte, les sédiments dragués furent rejetés à une faible distance au Sud de la jetée. Cet engraissement artificiel fut de courte durée : en quelques jours, l'action du transfert (vagues obliques mettant le sédiment en suspension) forma une flèche sableuse, orientée NNE-S, de 15 m de long, reliant la jetée au rivage.

Les vagues obliques de vent d'Est ont une action prépondérante sur ce tombolo. Ainsi, l'embase Sud, près de l'Estanci, est constamment engraisée par un sable fin et de nombreuses banquettes de Posidonies. Ce colmatage s'étend aux criques de l'Estanci où se développe une belle « pelouse » à Cymodocées. Lorsque les vagues s'inversent, par vent NW (mistral), une partie de ce matériel est à nouveau dispersée.

2° TRANSFERT DU CAP SICIÉ VERS LES SABLETTES : SW-NE. — Un fort courant longe la base des falaises du cap Sicié, même par temps calme. Par mistral (NW), ce courant devient violent et dangereux. Il suit le littoral devant les Pèras, Fabrégas, Mar-Vivo. Puis le matériel transporté colmate le port-abri de Saint-Elme. Si le Casino des Sablettes et les maisons de Mar-Vivo sont menacées par l'ablation assez rapide du littoral, le colmatage de Saint-Elme protège les maisons. Ce transfert est long de 3 km (fig. 18).

3° TRANSFERTS DU « CREUX » DE BANDOL (RENECROS). — C'est le type du petit transfert local. Long de 300 m, il transporte le sable grossier résultant de la destruction des affleurements de grès quaternaires riches en articles de Corallines. Les fortes tempêtes battent la « Corniche » de Bandol, érodent rapidement le littoral et des galets peuvent être projetés sur la route. Une décharge publique compense assez mal l'activité érosive des vagues obliques. Le sable à Corallines est transporté dans l'anse formant le « creux » de Bandol. Ce sable s'y dépose sur la partie orientale et alimente les mattes d'un herbier.

CONCLUSIONS

Les transferts latéraux, déjà étudiés aux chapitres I et II (granulométries et minéraux lourds), donnent des érosions « en amont » et des colmatages vers « l'aval ».

Les zones terminales de colmatages correspondent à des herbiers évolués. Ces transports peuvent former de petites flèches et colmater des jetées fonctionnant comme des épis.

Les *vagues obliques* paraissent la condition indispensable à la formation de ces transferts. Ces derniers demeurent localisés à l'étendue d'une plage (Sormiou) ou d'une portion de baie (Les Lecques). Une exception est constituée par les tombolos de Giens, où les transferts peuvent atteindre 7 et 35 km.

CHAPITRE V

HYDRODYNAMIQUE ET SÉDIMENTATION DANS LES CALANQUES

SOMMAIRE

I. — INTRODUCTION	42
II. — MÉTHODES DE TRAVAIL.....	43
III. — GÉNÉRALITÉS : HOULES OBLIQUES DE VENTS D'EST, DÉRIVES ET MOUVEMENT DES MASSES D'EAU...	44
IV. — MODALITÉS DE LA SÉDIMENTATION DANS LES CALANQUES	46
V. — ÉVOLUTION DES MATTES A POSIDONIES DANS LES CALANQUES	47
VI. — INFLUENCES DYNAMIQUES DU RÉGIME DES VENTS : CAS DES VAGUES RÉSIDUELLES : SORMIOU, MORGIOU, EN-VAU, LARGADE MODÉRÉE (OUEST, SUD-OUEST, MISTRAL ET TRAMONTANE (NORD-OUEST ET NORD), VENTS D'EST ET SUD-EST (SORMIOU, EN-VAU).....	51
VII. — ACTIONS DU VENT : DÉRIVE ET COURANTS DE LA MASSE D'EAU : RAPPEL DE LA THÉORIE D'ECKMAN, REPRÉSENTATION VECTORIELLE, CAS DES CALANQUES.....	56
VIII. — INTERVENTION DE LA RUGOSITÉ DU FOND ET MISE EN SUSPENSION DU SÉDIMENT.....	58
IX. — DYNAMIQUE DES COURANTS SUR LE FOND; DÉPLACEMENT DU SABLE, ÉROSION DES MATTES.....	59
X. — ASSIMILATION DU COURANT COMPENSATEUR A UN COURANT DE GRADIENT SUR LE FOND; VALIDITÉ DE CETTE ASSIMILATION.....	60

I. — Introduction.

Il sera question ici de phénomènes généralement peu connus ayant trait à l'évolution sédimentologique des fonds de calanques.

Ces baies étroites, prolongements de vallées ennoyées en leur partie inférieure par la transgression flandrienne, diffèrent des « rias » parce qu'elles se situent en terrains calcaires ou gréseux, parce qu'aucun cours d'eau important n'y aboutit, par leur longueur relativement faible et, pratiquement, l'absence de marée. Ainsi, on n'y rencontre pas de sédimentation vaseuse ou sablo-vaseuse, en rapport avec des schorres, par exemple, ou des facies de baies abritées, tels que ceux observés au Brusc ou à Port-Cros, mais au contraire une sédimentation sableuse franche.

L'herbier de Posidonies se développe dans les calanques et y forme des mâttes importantes. Les mâttes des fonds de calanques sont ensuite détruites, dans leur partie superficielle, par des courants de fond.

Enfin, l'orientation même des vallées de calanques en fait des zones très abritées des vents du Nord et de l'Ouest qui n'y donnent que des vagues réfléchies. En revanche, les vents du Sud et de l'Est sont à l'origine de trains de vagues importants pénétrant largement dans les calanques. L'afflux d'eau provoqué par les déplacements continus vers l'« amont » de la calanque est toujours compensé par un courant « de décharge » sur le fond, maintenant l'équilibre hydrostatique. Pratiquement, exceptés la marée de faible marée (0,25 m en moyenne), l'action de petites seiches très mal connues, les effets produits par le vent de mer et les influences barométriques, le niveau de l'eau reste constant.

Ainsi, la calanque est un paysage littoral original doublé d'un milieu sédimentologique très particulier commandé à la fois par des actions biologiques liées aux herbiers, relativement bien connues, et par des actions hydrodynamiques totalement ignorées. La dynamique et la sédimentologie des calanques étant essentiellement basées sur ce dernier point, nos efforts ont porté à éclaircir la courantologie superficielle et profonde des masses d'eau.

L'évolution sédimentaire des calanques est basée sur les constructions des herbiers et leur destruction par les courants de fond. Pour cela, on a cherché à mettre en évidence le détail de ce cheminement de l'eau sur le fond. La notion d'« undertow » ou de courant compensateur a été, malgré des observations précises et nombreuses, trop souvent mise en doute par les auteurs. Dans les calanques qui sont des impasses hydrodynamiques naturelles, la notion de courant compensateur était évidente, triviale même, au sens mathématique du terme. L'objet de ces recherches est d'en montrer l'importance géologique.

II. — Méthodes de travail.

L'observation directe en plongée libre est à la base de la cartographie des mattes et du repérage des chenaux d'érosion. Ces procédés ne peuvent être employés que par temps calme ou par houle modérée. Par tempête, on repèrera des flotteurs lestés offrant le moins de prise possible au vent, par rapport à un certain nombre de stations fixes sur les bords de la calanque. Leur marche est chronométrée. Par rapport à des repères fixes mouillés sur le fond, on chronométrera la période de la houle ou des vagues dans l'axe de la calanque. Les longueurs d'ondes seront calculées ou appréciées au moyen d'objets flottants, de dimensions connues, perpendiculaires à la houle, mouillés sur deux crapauds.

L'amplitude de la houle sera évaluée, au ras de l'eau, par le procédé du Commandant ROUCH. Enfin, les mesures de courants seront obtenues, en surface, dans la masse de l'eau et, sur le fond, par plusieurs moyens. Le problème du mouillage se posera tout d'abord. On mouille sur une ancre, de préférence dans l'herbier. Si le mouillage chasse, on évaluera le dérapage par rapport à des points de repères à terre et on filera une longueur de chaîne supplémentaire. Lorsque le mouillage est assuré, on jettera une deuxième ancre ou un plomb pour que l'embarcation ne puisse éviter. Toutes les fois que cela était possible, on a frappé une aussière à terre.

La dérive de surface est suivie par des flotteurs lestés n'offrant que très peu de prise au vent; par des cartes courantologiques, type « siphonophore », employées au laboratoire Arago, à Banyuls. Ces cartes sont absolument indépendantes de l'influence du vent et elles sont prolongées par une large bande en matière plastique lestée à l'extrémité par un petit plomb. Le déplacement de la carte correspond au mouvement de la

tranche d'eau superficielle jusqu'à 1 m de profondeur. Signalons que ces cartes portent l'adresse de notre laboratoire et qu'elles comportent un questionnaire. La plupart du temps, j'ai suivi et repéré ces cartes au moyen du radeau pneumatique. Les vitesses moyennes exprimées ici en mètres/minute sont évaluées au chronomètre. La direction est indiquée sur des fiches par rapport aux points fixes à terre ou aux flotteurs mouillés.

Dans la masse de l'eau, les courants sont étudiés au moyen de flotteurs libres colorés en jaune (J. de chrome foncé), couleur très visible sous l'eau, ainsi que de la surface, au moyen d'un masque. La vitesse est calculée au moyen de flotteurs-repères mouillés. Nous avons aussi employé des bandes « siphonophres » plastiques avec un petit lest supplémentaire. Ces bandes sont reliées au radeau pneumatique par un fil fin que l'on file avec un large excès, comme un loch, et dont on suit le cheminement.

Près du fond ou d'une paroi, on mouille des repères et on file très lâche, sans jamais raidir, le fil des flotteurs (bouteilles lestées et colorées) et des bandes « siphonophres ». Les essais de coloration d'eau en profondeur ne m'ont pas donné de résultats satisfaisants du fait des complications dues aux figures de diffusion.

Enfin, j'ai employé des galets colorés, du sable noir riche en minéraux opaques (récolté au cap Sicié et utilisé dans les calanques) et de la brique pilée pour suivre le mouvement des sédiments.

III. — Généralités.

A. — CAS DES VAGUES OBLIQUES DE VENT D'EST

L'orientation générale des calanques est NW-SSE, autrement dit, leur ouverture située au SSE fait pénétrer largement les vagues du vent d'Est. Ainsi, les rouleaux déferlent sur la plage. L'obliquité des vagues conditionne un petit transfert dans le fond de la calanque : les galets et le sable se déplacent du Nord-Est au Sud-Ouest à la vitesse moyenne de 0,6 m/mn (vagues fortes) (fig. 19).

La partie SW de la crique s'engraisse (fig. 19) à la suite de ce transfert. Un plan incliné en béton fonctionne comme un petit épi et se colmate sur le côté frontal du cheminement. Les galets colorés sont restés du côté oriental de l'épi; quelques % ont réussi à franchir l'épi et à se déposer sur le côté occidental. Les granulométries du sable montrent un triage latéral sur la longueur de la plage. Cette dernière peut varier de 80 m (En-Vau) à 200 m (Sormiou).

Dans les calanques, l'extrémité « sous le vent » des falaises peut être érodée tandis que s'engraisse le côté opposé. Néanmoins, les accumulations de tempêtes empruntées aux matériaux des petits fonds compensent cette érosion.

B. — LES DÉRIVES ET LES MOUVEMENTS DES MASSES D'EAU

A la limite du dernier tiers occidental de la plage de la calanque, la position des flotteurs lestés, par rapport aux repères, permet de déterminer le sens des dérives :

1° De la côte jusqu'à une distance n'excédant pas 15 m, le mouvement de l'eau se fait vers le rivage conformément à la direction des houles d'Est et de Sud-Est (fig. 19).

2° A partir d'une distance de 15 m du rivage jusqu'à 25-30 m, il existe une zone d'indétermination. Les flotteurs lestés, en surface ou dans la masse de l'eau, restent immobiles par rapport aux repères mouillés.

La dérive des flotteurs libres peut être totalement nulle pendant un intervalle de temps variant de 0 à 7 minutes. Puis on assiste à un départ très brusque et, à une vitesse moyenne de 2-3 m/mn, les flotteurs s'orientent et se déplacent dans un sens déterminé : une partie d'entre eux se dirige *vers la côte*, repris par la dérive des vagues obliques, à une vitesse de 3 à 4 m/mn; l'autre partie se dirige lentement *vers le large* malgré les vagues et le vent *portant vers la côte*. Par gros temps, une masse d'eau trouble s'éloigne

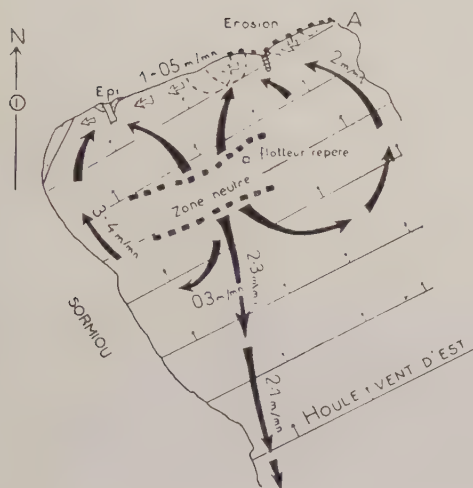


FIG. 19.

FIG. 19. — Déplacement des masses d'eau dans les calanques.

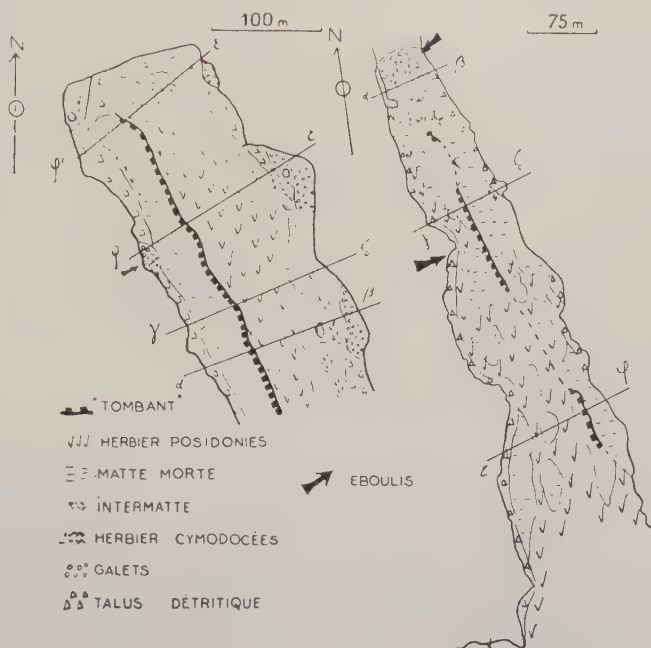


FIG. 20.

FIG. 21.

FIG. 20. — Herbier de la calanque de Morgiou, début d'évolution.

FIG. 21. — Herbier de la calanque d'En-Vau : fin d'évolution.

du rivage. Plus au large, à une quarantaine de mètres de la côte, s'observe une zone de distribution des dérives et les flotteurs sont considérablement ralentis (0,30 m/mn), voire arrêtés avant de s'orienter définitivement. Enfin, quelques flotteurs *dérivent rapidement vers le large* en longeant la paroi occidentale de la calanque à une vitesse de 1,5 à 2 m/mn, toujours malgré les vagues et le vent portant vers la terre.

3° Plus au large, au-delà de la zone de distribution des dérives, les flotteurs suivent le déplacement des vagues obliques et se dirigent vers le rivage (fig. 19).

De ces observations initiales résultent les recherches qui vont suivre. La zone où s'orientent les dérives ne peut être assimilée à une « zone neutre » dans le sens où l'entendent les hydrauliciens maritimes, mais plutôt à une zone de surélévation hydrostatique en rapport avec le jeu des courants. Dans cette zone, le mouvement des flot-

teurs présente des espèces de « battements », ces flotteurs pouvant rester complètement immobiles durant plusieurs minutes, puis s'orientant brusquement suivant une direction déterminée.

L'influence de seiches uninodales ou binodales ne saurait être invoquée ici avec certitude, aucune recherche tendant à isoler le phénomène à l'état pur dans les calanques n'a été entreprise.

Quoi qu'il en soit, le mouvement général des masses d'eau dans le fond des calanques présente un tracé *rappelant* un peu celui d'une courbe en forme de cardioïde. La condition nécessaire (mais non suffisante) de cet état hydrodynamique particulier est l'obliquité des vagues incidentes. En effet, les criques où les vagues pénètrent « droites » par rapport au « fond » ne présentent jamais ce retour au large et ces dérives « en cardioïde ». L'angle des vagues incidentes, avec le tracé du fond de la calanque, conditionne la position des zones de retour des masses d'eau. Nous verrons par la suite que ce mouvement de retour est en rapport avec l'undertow. Cette zone de retour est le plus souvent dissymétrique, c'est-à-dire décalée par rapport à l'axe géographique de la calanque.

Chaque calanque, du fait de son orientation par rapport aux vagues de vent d'Est, a son angle et sa « cardioïde » caractéristiques.

La suite de mes recherches devait montrer, après un an d'observations, que la dérive vers le large résultait d'une remontée de l'undertow.

IV. — Modalités de la sédimentation dans les calanques.

Les phénomènes les plus importants sont observés par vent d'Est :

1° Par « houle » ou vagues modérées, ou assez fortes, la plage s'amaigrit plus ou moins, mais les grosses tempêtes remanient complètement les stocks des petits fonds (—2 à —4 m). En période de vent décroissant se déposent du sable, des galets (formant parfois de petits croissants) et des banquettes de feuilles de Posidonies.

2° *Sur le fond*, les observations directes montrent que la dispersion se fait vers le large par traction, suspension et saltation. Le système de chenaux obliques que j'ai décrit s'y observe quelquefois, mais il n'est pas toujours très net (J. J. BLANC, 1952) (cf. chap. IX : « La dispersion des sédiments »).

A Sormiou, le sédiment se disperse au large par de petits chenaux recoupant un réseau de ripple-marks régulières, parallèles aux vagues obliques entrant dans la calanque. Les chenaux se déplacent latéralement et alternativement autour d'une position oblique moyenne faisant un angle de 130° avec les ripple-marks, c'est-à-dire avec l'alignement des rouleaux. L'intervalle entre la ride littorale et le talus détritique est souvent comblé par les stocks enlevés sur la plage de la calanque. C'est souvent la zone des troubles maximum.

On constate que : a) L'undertow naît à la zone d'arrachement, près du rivage. Une partie des sédiments est soumise, à la fois, à la dérive littorale et au retour au large. Au-delà de la zone la plus turbide constituée par la ride et le sillon pré littoral, plus ou moins colmaté, la dispersion se fait vers le large par saltation et traction dans les chenaux obliques. Les effets de l'undertow se traduisent par une mince pellicule de

sédiment « frisant » le fond. *b*) L'undertow a une vitesse et une intensité inversement proportionnelles à la dérive de surface.

Ainsi, dans la zone où s'orientent les dérives et où la vitesse de déplacement des masses d'eau, près de la surface, est égale à 0,5 m/mn ou quasi nulle, l'undertow est exceptionnellement fort. L'érosion du fond paraît maximum aux abords de l'« axe » de la « cardioïde ». L'undertow peut affouiller la matte des herbiers de Posidonies et même déplacer de petits galets à plusieurs mètres de profondeur.

Ces faits expliquent la présence de mattes et d'intermattes dissymétriques. Depuis plusieurs années, j'avais en effet constaté cette particularité au cours de plongées dans les calanques du littoral.

L'herbier forme une matte homogène sur les fonds situés à l'entrée des calanques, par 15 m et plus. Au fur et à mesure que l'herbier accroît l'épaisseur de la matte, la région du fond de la calanque est affectée par les mouvements et les dérives précités. L'érosion de cette matte forme une falaise sous-marine pouvant atteindre plusieurs mètres de haut, appelée « tombant » par les plongeurs. L'undertow affouille la base du tombant de la matte; il peut dégager des rhizomes de Posidonies sur plusieurs mètres. Des galets sont charriés, trainés sur le fond et parfois coincés contre le tombant. Ainsi, sous l'action des courants de fond, la matte des herbiers régresse latéralement dans les calanques.

L'undertow peut éroder d'autres herbiers; tels sont les chenaux creusés dans les herbiers de Cymodocées de Giens. Le chenal intermatte s'élargit au fur et à mesure de la progression de l'affouillement; son tracé est dissymétrique, comme celui de la « cardioïde », par rapport à l'axe de la calanque. On sait que cette disposition demeure liée à l'obliquité des vagues entrant dans la calanque. Par la suite, cette érosion provoque la migration du « tombant » suivant une direction parallèle à l'axe de la calanque. D'anciens chenaux peuvent par la suite être colmatés par les stocks sableux des petits fonds résultant de l'évolution hydrodynamique du littoral. Les Cymodocées s'installent alors fréquemment sur les sables de colmatage à granulométrie souvent hétérogène. L'herbier de Posidonies peut se réinstaller, par arrêt des courants d'érosion, dans les anciens chenaux profonds (Port-d'Alon, Morgiou). Par gros temps, un courant turbide suit le sillon d'érosion de la matte, contre le « tombant », dans la zone d'action maximum de l'undertow. Les troubles gagnent la zone de dérive au large. Les sédiments plus grossiers qui ne sont pas mis en suspension se déposent dans les petits fonds et, en particulier, dans le chenal longitudinal du front d'érosion de l'herbier. Une partie des suspensions suit la dérive « en cardioïde » et revient au rivage, l'autre partie passe au large, mais paraît encore revenir dans la calanque.

V. — Evolution des mattes à Posidonies dans les calanques:

Ainsi, depuis le Flandrien, le front d'érosion des mattes progresse d'Ouest en Est et le degré d'évolution relative des calanques est indiqué par la position du « tombant » de l'herbier par rapport à l'axe de la calanque.

1° La calanque de Sormiou paraît la moins évoluée; l'herbier est fortement érodé, mais la matte a une faible épaisseur au fond de la calanque, car les dalles de grès et de brèches antéflandriennes y forment un haut fond axial. Les sables mis en place par les

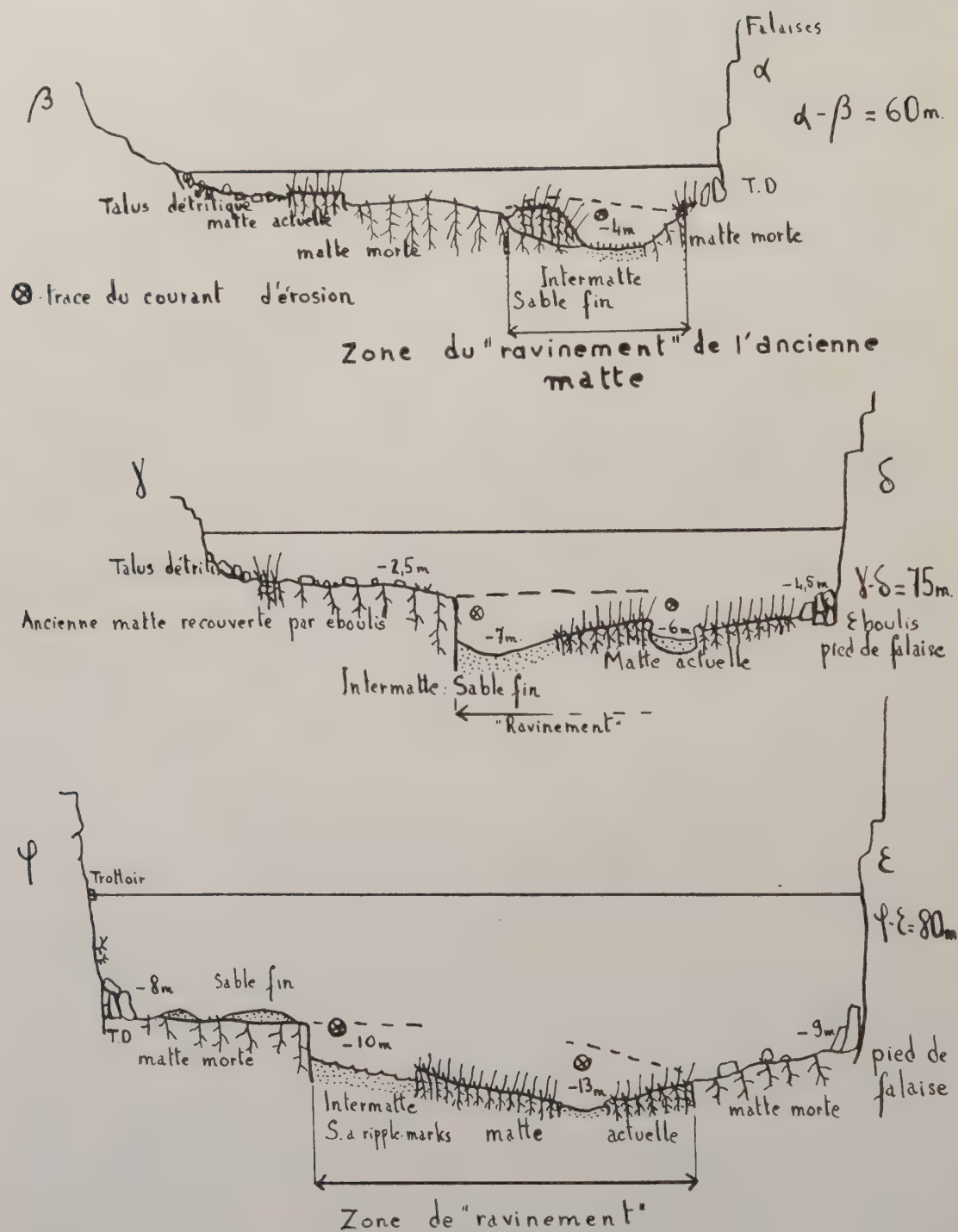


FIG. 22. — Coupes de la calanque d'En-Vau.

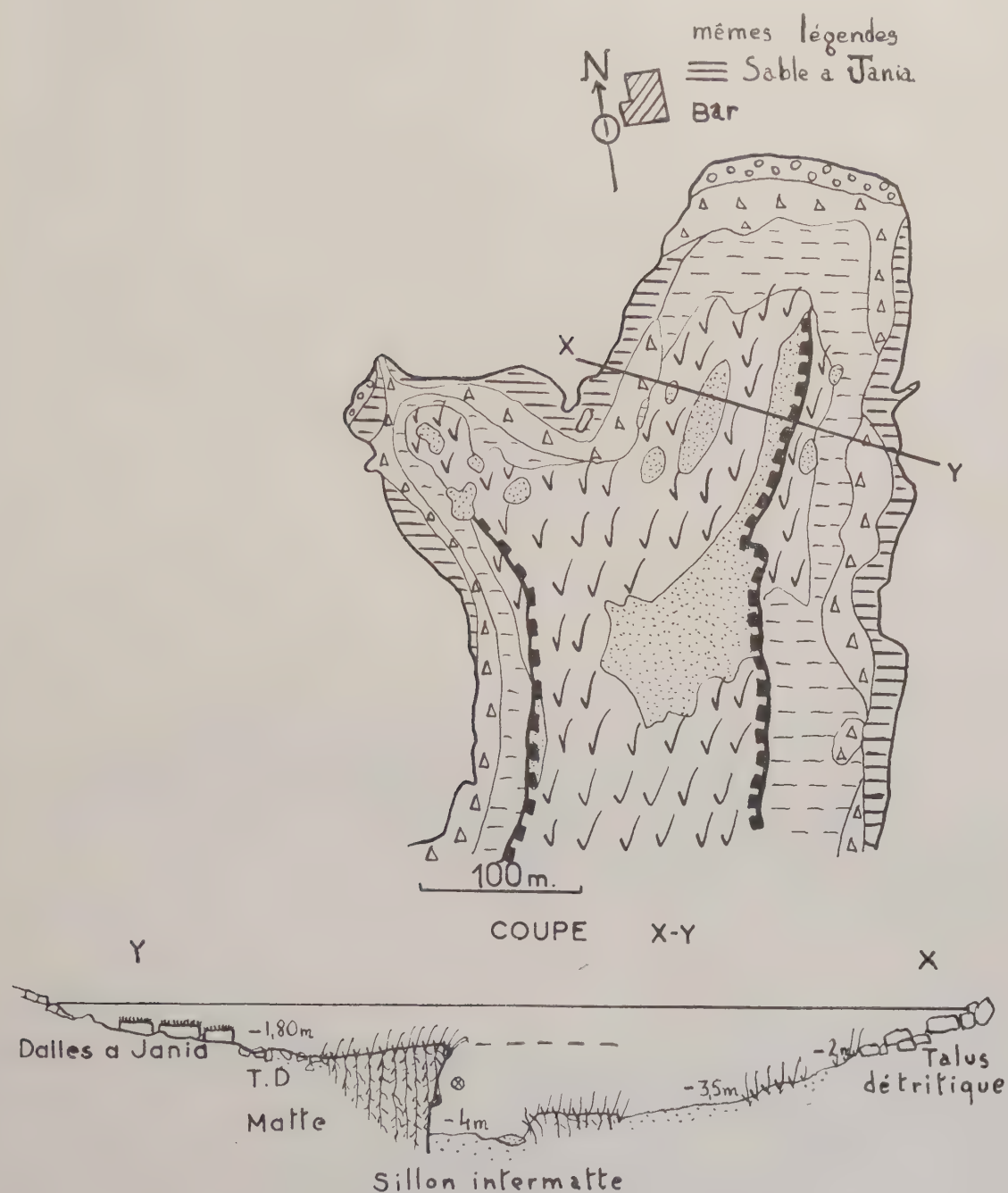


FIG. 23. — Calanque de Port-d'Alon (Banol).

actions hydrodynamiques garnissent les deux bords de la calanque et l'herbier en occupe le centre sous la forme d'un doigt « de gant » (fig. 19).

2° A Morgiou (fig. 24), la matte érodée présente un « tombant » de 3 à 4 m au maximum que l'on peut suivre en plongée sur plus de 500 m sans interruption. La

progression de l'érosion se fait de l'Ouest vers l'Est. Cependant, quoique l'undertow demeure assez puissant jusqu'à quelques mètres de profondeur, l'érosion des mattes est encore à un stade peu évolué, car le « tombant » est situé à la partie occidentale de la calanque. Les actions de l'undertow décroissent rapidement avec la profondeur,

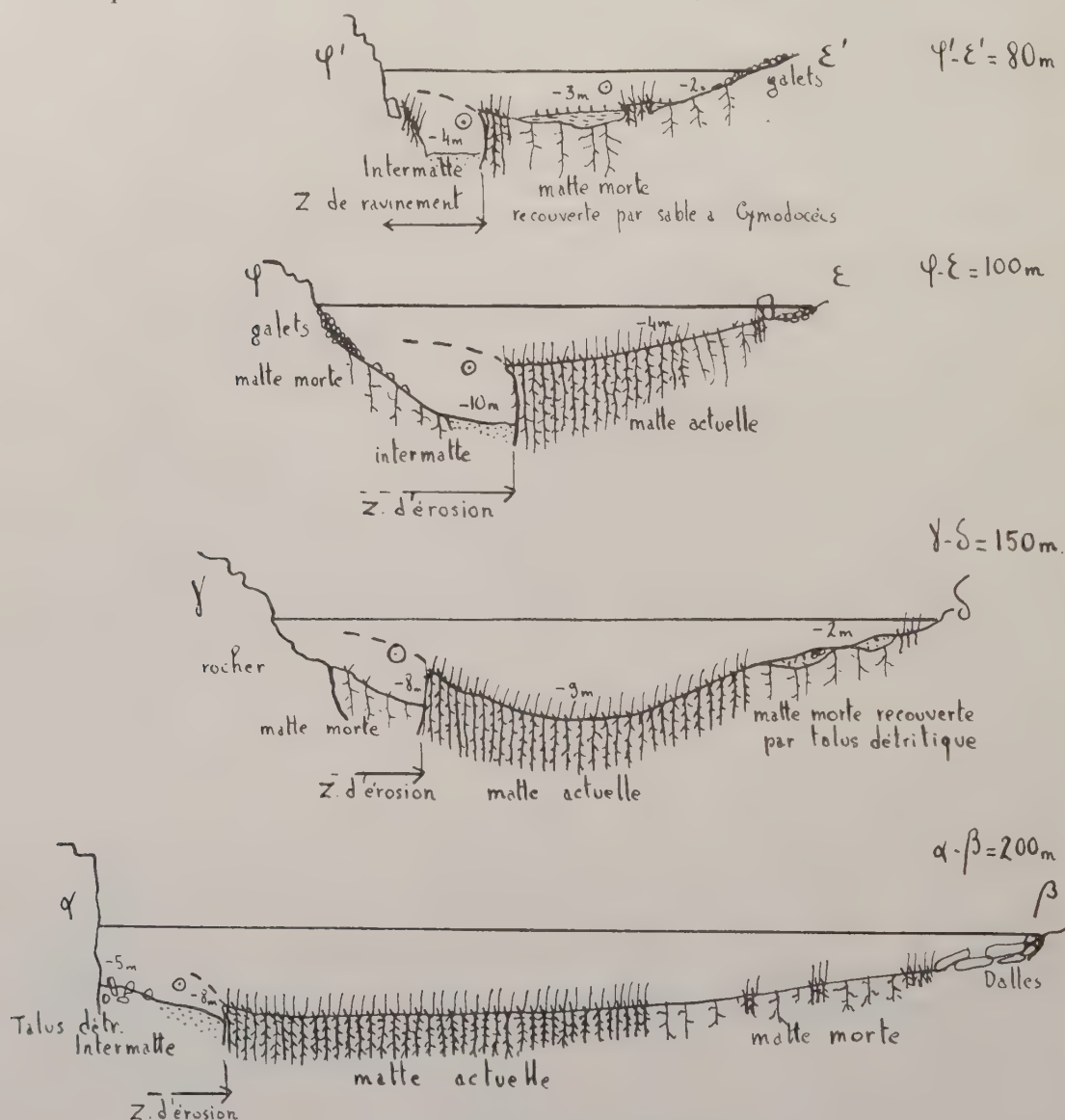


FIG. 24. — Coupes de la calanque de Morgiou.

l'érosion cesse, le « tombant » disparaît pour faire place à une prairie homogène de l'herbier non érodé occupant la totalité du fond de la calanque (—15 m).

3° A En-Vau (fig. 21 et 22), l'évolution est relativement avancée malgré l'étroitesse de la calanque. L'érosion a fait reculer le « tombant » jusque dans la partie axiale. Cependant, la faible largeur d'En-Vau (75 m) autorise un ennoyage extrêmement rapide

du sillon d'érosion. Les sables littoraux entraînés vers le large par l'undertow forment une langue de sable fin occupant l'axe de la calanque. Plus au large, le « tombant » qui n'a que quelques mètres s'estompe et s'ennoie dans l'herbier homogène, au-delà de 10 m.

4° A *Port-d'Alon*, près de Bandol (fig. 23), la calanque, large de 300 m, présente un stade d'érosion de l'herbier encore plus poussé. Le « tombant » gagne complètement la partie orientale de la calanque et peut atteindre une hauteur de 6 m. La calanque est ici ouverte aux vagues de mistral et du Sud-Est. A ces orientations différentes correspondent deux « tombants » opposés, près des parois orientales et occidentales, à l'entrée. A une profondeur de 10 m, l'herbier se réinstalle dans les anciens chenaux d'érosion; la croissance verticale de cette nouvelle matte emboîtée paraît lente, car une colonne antique demeure encore visible dans la matte.

Les phénomènes sédimentologiques observés dans les calanques peuvent se rattacher à deux stades successifs :

1° D'abord, l'herbier homogène de la calanque élève une matte de sédiments coquilliers grossiers assez bien classés par endroits. Sur les bords de la calanque, il y a un talus détritique et des éboulements provenant des falaises. Sur les blocs éboulés, des sables fins sont retenus par les *Jania*. De nombreux articles de *Jania* constituent d'ailleurs une part importante de ce sédiment (cf. chap. I).

2° Ensuite, l'herbier est érodé : à partir d'une certaine profondeur, la matte exhaussée est creusée par l'undertow. La puissance d'affouillement est plus forte dans les calanques encaissées.

Au pied du tombant se déposent :

— Si la calanque est *très étroite* et si le talus littoral est *proche*, les sables fins sont entraînés par les actions hydrodynamiques dans la partie du sillon d'érosion la plus proche du rivage; il peut y avoir un ennoyage partiel du tombant (En-Vau).

— Si la calanque est *assez large* (plus de 80 m) et si le talus littoral est *proche* (quelques mètres), les sables fins, bien classés, ennoient l'herbier et la matte. Cette régression s'effectue à partir des bords Ouest et Est de la calanque. Souvent, l'érosion taraupe une matte « morte ». La matte « morte », en voie de régression, est recouverte : — de sédiments fins près de l'axe de la « cardioïde » (Sormiou); — de sédiments grossiers près du talus détritique des bordures. Ce talus peut progresser, par des apports de l'éboulis continental, et recouvrir d'anciennes mattes (Morgiou). Toutes ces fluctuations se traduisent par des variations granulométriques (chap. I).

— Si on considère une distance relativement éloignée du centre de la calanque (50 à 100 m), quelle que soit par ailleurs la largeur de cette calanque, on observe, au pied du tombant d'érosion, un sédiment très mal classé, grossier, coquillier. Il s'agit d'un stade initial de la destruction de la matte (En-Vau, Morgiou, Port-d'Alon).

VI. — Influences dynamiques du régime des vents.

I. — CAS DES HOULES RÉSIDUELLES : PAS OU PEU DE VENT

La dérive de surface est faible : 0,5 m/mn, on peut observer les « interférences » de petits clapots. Ces clapots peuvent être rattachés au jeu alterné des brises « de terre » et « de mer ». Après un fort « coup » de largade, par exemple, une houle résiduelle se réfléchit sur le bec de Sormiou et pénètre dans la calanque en donnant une dérive de 4 m/mn, au centre.

La brise « de terre » donne en même temps une autre petite dérive sortant de la calanque (1,5 à 2 m/mn), mais les flotteurs sont repris ensuite par la dérive initiale et entrent à nouveau dans la calanque en se dirigeant vers la paroi opposée à la réflexion de la houle résiduelle.

Ces dérives opposées, de faible vitesse, contournent deux zones absolument calmes situées de part et d'autre du sillon d'érosion de la matte. En l'absence de vent, de chaque côté de « l'axe de la cardioïde », on observe deux zones immobiles, sur toute l'épaisseur de la tranche d'eau (fig. 28). Les zones calmes s'anastomosent en surface par des chenaux étroits (1 à 2 m de large) dont le tracé varie avec l'heure et la brise de terre. Ces chenaux, bien visibles à la surface, donnent des taches plus claires, sans risées, souvent jalonnées de lignes de bulles.

A proximité immédiate des parois se trouve un petit contre-courant opposé aux dérives entrant dans la calanque. En surface, le contre-courant se manifeste dans une bande étroite de 0,70 m; en profondeur, il donne une « lentille » plus étendue longeant les redans sous-marins de la falaise.

Une houle résiduelle de Sud-Est, en l'absence de vent, donne une très faible dérive de surface (1 m/mn) et des réflexions sur le côté oriental des calanques. Aucun déplacement important n'est observé dans la masse de l'eau. Les zones immobiles s'élargissent et occupent tout le fond de la calanque. Il n'y a pas d'undertow.

De forts écarts barométriques, accompagnés d'une houle résiduelle de cambrure moyenne, donnent des dérives plus importantes dans les calanques étroites, telles que Morgiou et En-Vau.

En surface, la dérive est de 2 m/mn. Au fond naît un courant compensateur le long du « tombant » de la matte. Ce courant de sortie est faible (0,4 m/mn) et cesse à une profondeur de quelques mètres.

A ce moment, une dérive de surface sort de la calanque le long de la paroi orientale, à la vitesse de 1 m/mn. La présence et l'importance du courant de fond compensateur sont donc liées au vent, mais aussi à la forme et au profil de la calanque.

II. — CAS DES VENTS DU SECTEUR OUEST ET SUD-OUEST : LARGADE

Par largade modérée, une dérive de surface de 2 à 8 m/mn entre dans la calanque et se réfléchit sur la paroi orientale. Un petit courant compensateur sort de la calanque près de la paroi occidentale. Des masses d'eau immobiles et jumelées, de forme elliptique, ont été observées. Vers le soir, la surface de ces zones calmes s'étale et de petits chenaux relient les deux zones. Près des parois, les contre-courants sortent de la calanque.

III. — VENTS DU NORD-OUEST ET DU NORD : MISTRAL ET TRAMONTANE

1° Le mistral et la tramontane fonctionnent, dans les calanques, comme « vents de terre » et, malgré une situation exceptionnellement abritée, donnent de fort clapots et une véritable petite houle directe de faible fetch. Cette petite houle, très « serrée », sort de la calanque. Les rafales descendent des hauteurs de Marseillevyre et de Puget. La dérive ainsi produite peut atteindre 12 à 9 m/mn.

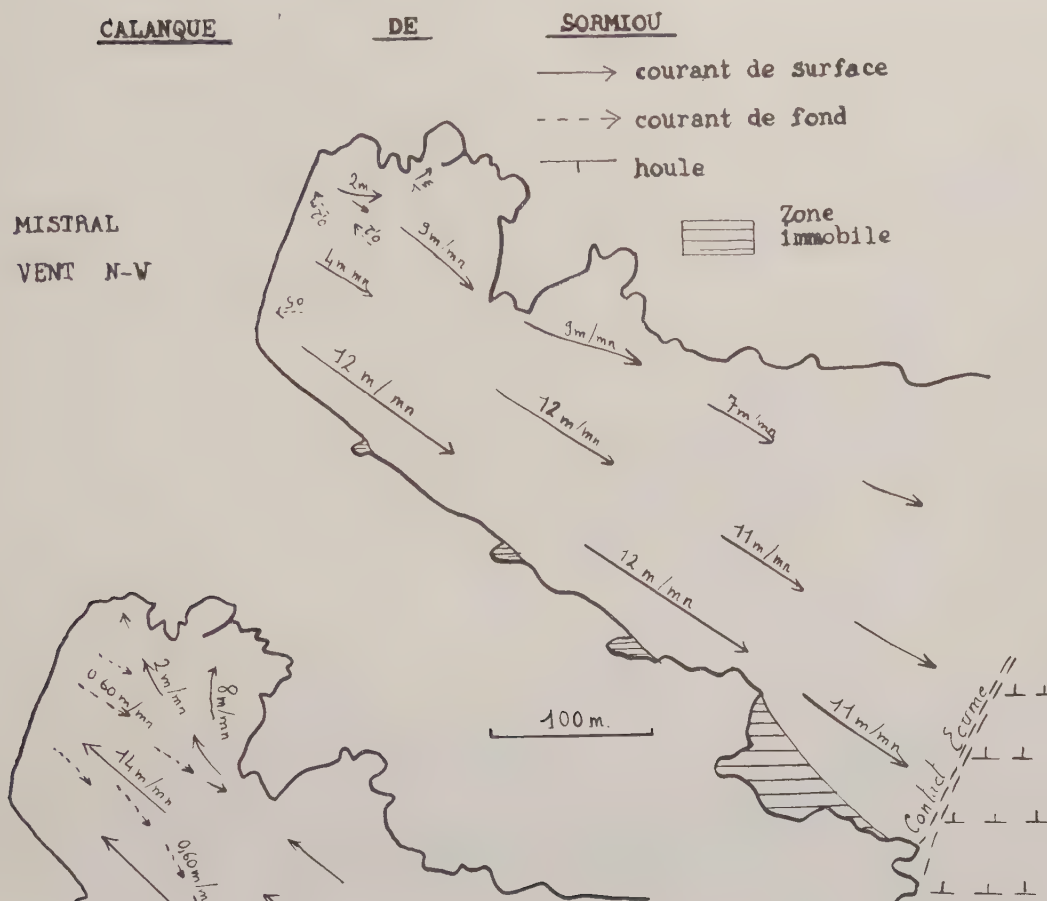


FIG. 25.

VENT D'EST

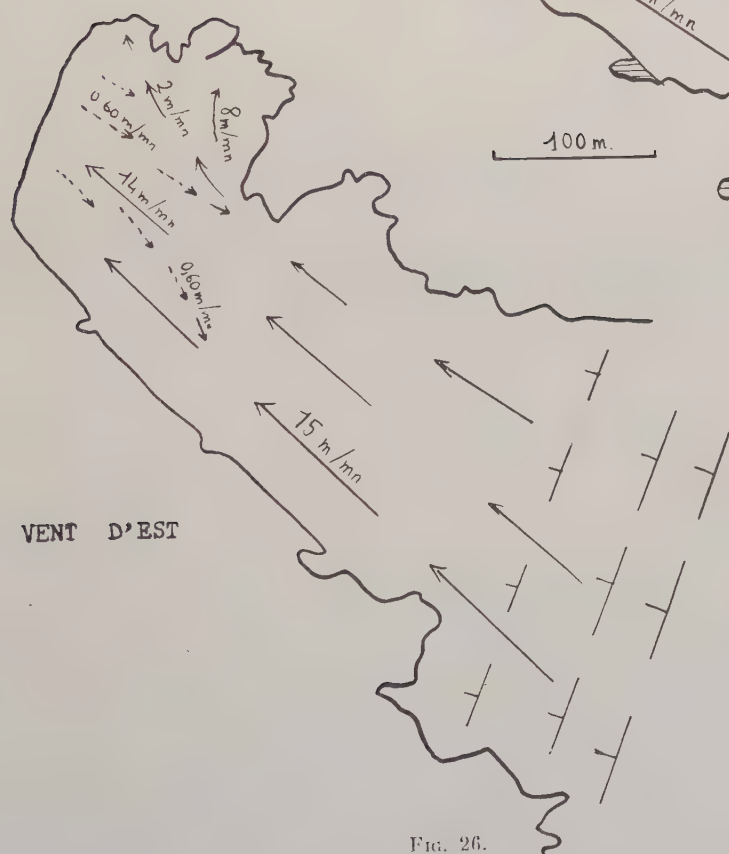
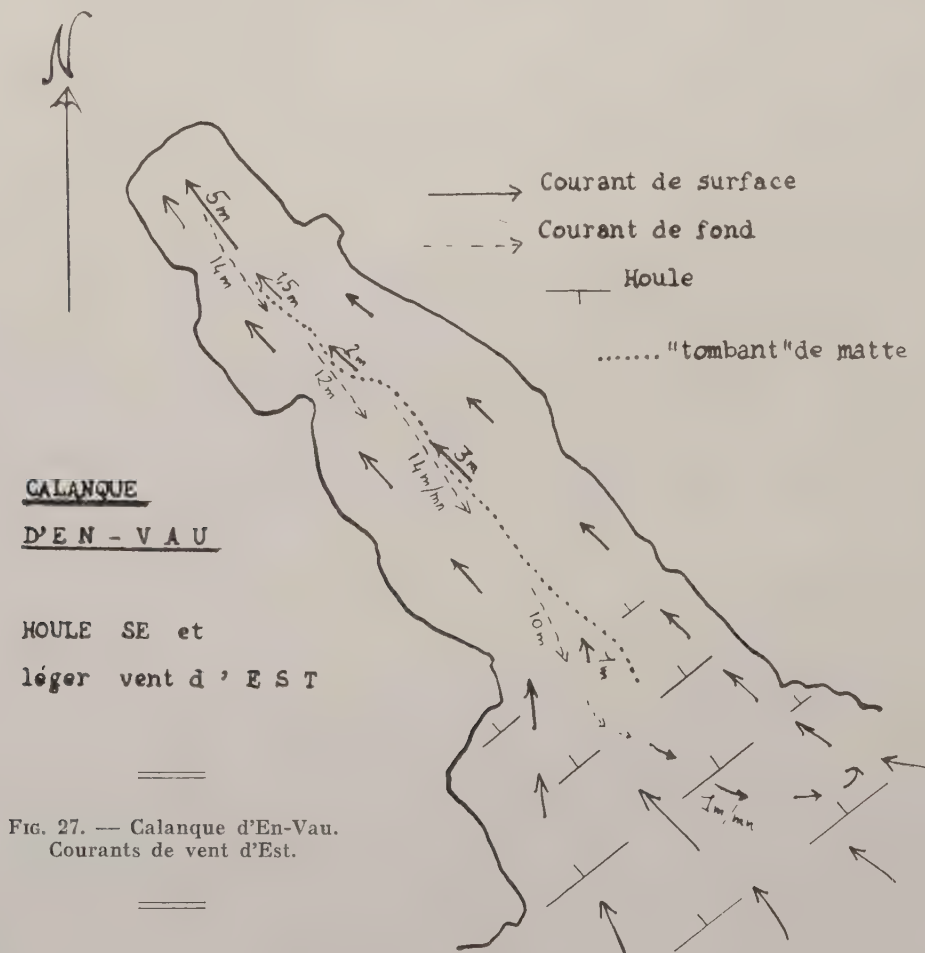


FIG. 26.

FIG. 25. — Calanque de Sormiou. Courants de mistral.

FIG. 26. — Calanque de Sormiou. Courants de vent d'Est.

2° Le mistral et la tramontane forment, au large, des vagues courtes frappant durement les pointes occidentales (bec Sormiou, cap Morgiou, pointe du Deffend). Au contact de ces vagues et de la petite houle directe, de faible fetch, se forme une ligne d'écume, véritable petit « mascaret ». Les petits vallons latéraux, les interruptions des falaises correspondent à des phénomènes de cavitation ou de succion des masses d'air et créent des clapots parasites. L'eau de surface sort de la calanque (les contre-courants sont négligeables ou absents). Il n'y a pas de répartition des dérives en « cardioïde ». Si le mistral « tombe » vers le soir, la mer se calme. La brise de terre donne une petite dérive de surface de la rive orientale à la rive occidentale.



IV. — VENTS D'EST ET DE SUD-EST

1° *Calanques larges* (Sormiou). — Les vagues, parfois assez fortes, entrent dans la calanque et donnent une dérive de 4 m/mn entraînant les flotteurs vers la terre. Cette dérive est freinée par les réflexions et les chocs sur les parois orientales, mais elle s'accélère près du côté occidental (fig. 26). Sur le fond, on observe les déplacements vers le large décrits précédemment. Si la houle est très faible, il y a deux masses d'eau immo-

biles situées de part et d'autre, contre les parois. Près des « tombants » de mattes, contre le fond, les courants compensateurs sortent de la calanque.

2° *Calanques étroites* : En-Vau (fig. 27 et 28). — Un courant de surface de 1 m/mn se dirige vers le fond de la calanque et s'accélère pour atteindre 5 m/mn à la partie terminale, par de faibles profondeurs. Malgré la houle, les vagues ou le vent portant vers le fond de la calanque, une dérive de surface, lente, mais très nette, se dirige au large et forme une bande éfilée. A En-Vau, cette dérive s'observe bien au Sud de la calanque

SCHÉMA COURANTOLOGIQUE DE LA CALANQUE D'EN-VAU HOULE SUD-EST, VENT D'EST

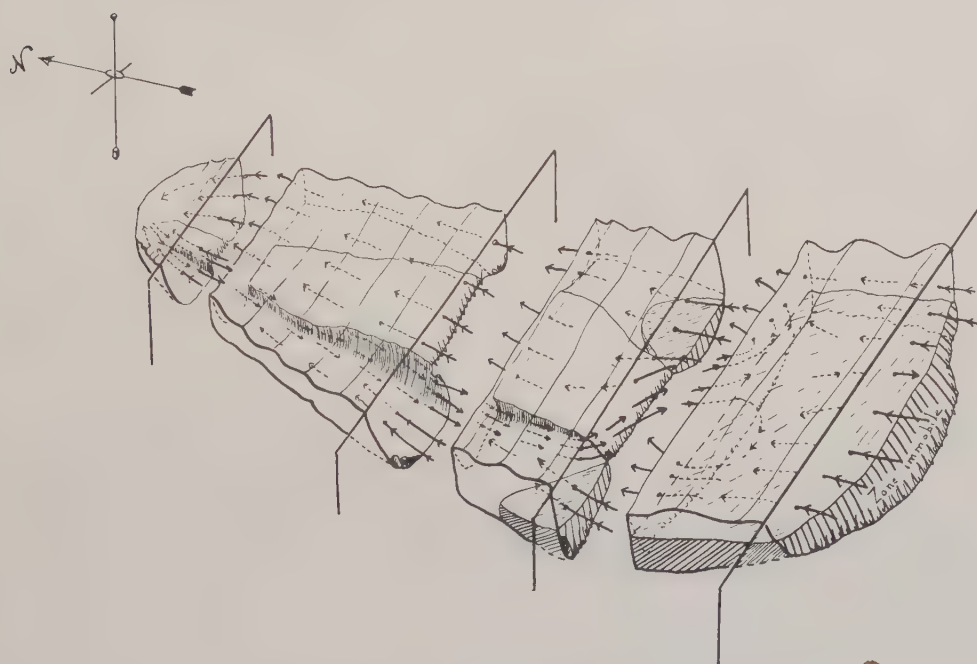


FIG. 28. — Schéma courantologique de la calanque d'En-Vau.

où la largeur atteint 100 m et où cesse le « tombant » de la matte érodée, à 25 m de profondeur.

Sur le fond, le courant compensateur sort de la calanque, en suivant le chenal intermatte, le long du « tombant ». Sa vitesse est ici relativement forte, même par vent modéré, vu l'étroitesse de la calanque (large de 75 m et profonde de 2 à 25 m). Le courant de fond sort vers le large à la vitesse de 14 m/mn et atteint la vitesse de 16 m/mn près des « tombants ». Vers l'entrée de la calanque, la profondeur s'accroît (12 à 15 m) et la vitesse du courant compensateur diminue (12 m/mn). A cet endroit, on observe une masse d'eau immobile sur le fond, jusqu'à 20 et 30 m de profondeur. Au-dessus de cette masse immobile, le courant compensateur de sortie s'élève progressivement en continuant son ralentissement. L'émersion de cette « lame » d'eau, située entre la masse immobile sur le fond et le courant superficiel entrant dans la calanque, correspond à la sortie de l'undertow.

En effet, la vitesse n'est plus que de 1 m/mn. Cette dérive sortant de la calanque est « entourée » par un courant de surface entrant (cf. fig. 28).

La réduction considérable de la vitesse du courant compensateur sortant de la calanque est en rapport étroit, ainsi que le montre le calcul, avec l'augmentation progressive de la section du profil correspondant au chenal intermatte. Si nous considérons le *rayon hydraulique*, ou rapport de la section au périmètre mouillé, dans une calanque (En-Vau), ce dernier peut être multiplié par 100, de la partie terminale à la sortie vers le large. Ceci explique, dans une certaine mesure, la présence d'une zone calme sur le fond et l'émersion du courant compensateur.

Les flotteurs sortant ainsi de la calanque s'écartent de leur trajectoire initiale et sont repris par la dérive superficielle. A nouveau, ils entrent dans la calanque.

Le schéma du tracé des dérives en « cardioïde » paraît général aux calanques par vents d'Est ou de Sud-Est (fig. 19).

VII. — Action des vents : dérives et courants de la masse d'eau.

Dans les calanques, les mesures effectuées conduisent aux remarques suivantes :

1° Pour les vents de direction N, N-NW et NW, le fetch est très faible et il se forme un clapot. Près des parois occidentales, les réflexions contre les obstacles accores sont nombreuses. Près des parois orientales, les réflexions et réfractions sont partielles, mais importantes. Les constructions effectuées à partir des mesures montrent une déviation dans le sens opposé des aiguilles d'une montre.

Ainsi, la masse d'eau superficielle poussée par le vent et sortant de la calanque modifie du tout au tout les phénomènes habituellement observés en eau libre et non perturbés par les réflexions et les réfractions près des parois. Ces mouvements parasites sont beaucoup plus importants que la force de Coriolis.

2° Par vent d'Est et de Sud-Est, le fetch est très élevé. Les dispositions s'inversent : l'eau superficielle entre dans la calanque et les anomalies issues des réflexions se rencontrent sur les hauts-fonds de l'herbier et près des parois.

3° La faible profondeur des calanques demeure toujours inférieure à la profondeur théorique de frottement calculée pour une latitude moyenne de $43^{\circ}13' N$. Les projections donnent des spirales gauchies, anormales. Ce ne sont plus des spirales au sens mathématique, c'est-à-dire satisfaisant à une équation déterminée, mais des courbes complexes. L'interprétation mathématique de ces dernières paraît ardue.

4° La présence d'undertow et de courants de fond compensateurs masque les phénomènes observés en eau libre : la « spirale » s'oriente en sens inverse des aiguilles d'une montre et les courants de la partie superficielle et moyenne de la tranche d'eau n'ont plus aucun rapport avec les courants de décharge sur le fond. Nous reviendrons sur cette discontinuité hydrodynamique.

Ainsi, la force de Coriolis, pour les fonds inférieurs à la profondeur de frottement, est masquée par la présence d'undertow, de réflexions et de réfractions parasites ou de retour au large des eaux superficielles à la faveur des vents du secteur Nord et Nord-Ouest.

Même lorsque les conditions favorables sont réalisées, la construction d'ECKMAN ne donne qu'une spirale très modifiée par rapport au schéma obtenu en eau libre, en pleine mer, au-delà de la profondeur de frottement.

CAS DES ZONES A COURANTS COMPENSATEURS SUR LE FOND

Ici se développent les forces de frottement contre le sable et les hauts-fonds de l'herbier. La tranche d'eau est faible (2 à 3 m) et les influences du vent et la « réaction » du fond sont prépondérantes; elles masquent la force de Coriolis. Une partie de l'énergie de la tranche d'eau en mouvement sous l'action du vent est absorbée par les frottements contre le fond, la traction du sable dans les chenaux recoupant les ripple-marks, la mise en suspension, la saltation, et, dans les cas maxima, l'érosion de la matle des herbiers. Le courant compensateur dirige, contre le fond, une « lame » d'eau généralement en sens contraire du mouvement propagé en surface.

Des dispositions locales, liées aux irrégularités du fond (herbiers) ou à la forme du profil transversal de la calanque, favorisent l'obliquité des courants compensateurs par rapport à la direction suivie par le courant de surface. Ainsi, la projection des vecteurs donne une « spirale » très déformée (une courbe complexe), ou pas de « spirale » du tout. C'est le cas d'En-Vau où le courant compensateur est assez rapide dans le chenal intermatte.

La présence d'undertow dans les couches d'eau voisines du fond entraîne une discontinuité hydrodynamique par rapport aux couches sus-jacentes où la décroissance du courant est une fonction exponentielle de la profondeur, dans le cas où les conditions d'ECKMAN sont réalisées.

Si H désigne la profondeur, dans le cas où H est inférieure à D , les équations de GOU-GENHEIM (1952) montrent que, de la surface au fond, la vitesse du courant décroît de V_s à 0 et, faisant abstraction des courants de fond compensateurs, la direction du courant est une fonction hyperbolique de la profondeur :

$$\theta = \arctg \left(\frac{\operatorname{tg} a H}{\operatorname{th} a H} \right) - \frac{\pi}{4}.$$

Dans le cas des petits fonds d'herbiers et des plages de calanques, le produit aH est faible et les équations montrent que les courants de la tranche d'eau situés au-dessus de la « lame » de l'undertow ont une direction qui varie très peu avec la profondeur et dont la distribution n'a aucun rapport avec la construction d'ECKMAN et avec l'influence de la force de Coriolis.

Les vitesses de ces courants compensateurs, mesurées à l'aide de flotteurs colorés, dans la masse de l'eau et près du fond, par rapport à des repères mouillés, oscillent entre 0,5 m/mn et 0,20 m/mn. Pour le cas des fortes vagues de vent d'Est, cette vitesse peut atteindre 10 à 15 m/mn et plus. Au-delà d'une vitesse critique, l'érosion du fond et de la matle commence.

Lorsque la vitesse de ces courants compensateurs atteint des valeurs relativement importantes, il se produit :

— d'une part, une *turbulence forcée* due au caractère alterné des mouvements, beaucoup plus importante, d'après R. MICHE (1953), que celle due à la rugosité superficielle des fonds sous l'action d'un écoulement permanent;

— d'autre part, une *mise en suspension* des sédiments sableux fins accompagnée des actions de déferlement près de la ligne de rivage.

VIII. — Intervention de la rugosité du fond et mise en suspension.

Si on assimile le courant compensateur à un écoulement turbulent et uniforme, on peut appliquer la formule :

$$\bar{u} = C \sqrt{R i}$$

où u est la vitesse moyenne, i la pente superficielle du « cours d'eau », C le coefficient de Chézy et R le rayon hydraulique (rapport de la section au périmètre mouillé).

A Sormiou, on a en moyenne : $0,4 \text{ m/mn} = C \sqrt{R \cdot 3/100}$.

D'autre part, dans le domaine littoral, les sections envisagées sont souvent très larges vis-à-vis de la profondeur et on peut poser $R = H$, d'où, pour 2 m de profondeur :

$$0,4 \text{ m/mn} = C \sqrt{2,03}.$$

La formule donnera alors le coefficient de Chézy :

$$C = \frac{0,4}{\sqrt{6 \cdot 10^{-2}}}.$$

Sachant que la formule de STRICKLER-MANNING a été vérifiée par l'expérience pour des rayons hydrauliques de 0,03 m à 15 m, on a :

$$C = k \cdot H^{1/6}$$

d'où :

$$C = 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{1/2}/\text{s}.$$

Donc, en appliquant la formule de STRICKLER-MANNING,

$$4 \cdot 10^{-3} = k \cdot 2^{1/6}$$

$$4 \cdot 10^{-3} = k \cdot \sqrt[6]{2}$$

d'où k :

$$k \approx 11,3 \text{ m}^{1/3}/\text{s}.$$

Le coefficient de rugosité $1/k$ sera égal à :

$$1/k \approx 0,08.$$

Les essais en modèle réduit et l'expérience appliqués à la formule de BAZIN, où :

$$C = \frac{87}{1 + \frac{1/k}{\sqrt{R}}}.$$

... montrent que les coefficients de rugosité varient entre 0,06 pour les canaux de ciment lisse et 1,75 pour les parois de rugosité exceptionnelle. Pour de larges variations dans le rayon hydraulique, il est plus utile d'employer la formule de STRICKLER-MANNING.

Quoi qu'il en soit, sur les plages de la Jolla (Californie), H. W. MUNK a constaté l'importance de l'amortissement des mouvements bien avant le déferlement des rouleaux,

pour une pente de quelques degrés. Le coefficient de rugosité calculé par la formule de STRICKLER-MANNING est ici égal à 0,05.

En Australie, sur des plages de pente négligeable (1/1 000), ANDRES a obtenu, à partir de la même formule, des coefficients de rugosité variant entre 0,14 et 0,07 pour des houles de période de 12 secondes et un fetch assez élevé.

Enfin, en modèle réduit, sur des fonds cimentés, lisses $1/k = 0,01$. Si la houle est perturbée artificiellement, $1/k$ augmente et atteint 0,12.

Ces expériences montrent que ce coefficient de rugosité est très fortement influencé par les dissipations annexes d'énergie, telles que la viscosité et les anomalies de la turbulence.

Les travaux de R. MICHE (1953) mettent en évidence l'importance des rugosités apparentes résultant de l'amortissement sur le fond (même si celui-ci est lisse ou très homogène au point de vue granulométrique). En fait, cette rugosité *résultante* (réelle) diffère largement de la rugosité apparente et semble dépendre des turbulences forcées; ces dernières ayant dans les calanques un caractère très local.

Lors de la mise en suspension des sédiments fins, par forte houle ou par undertow (« lame » et traînées de sable se déplaçant sur le fond), on observe des rugosités parfois très fortes.

IX. — Dynamique des courants sur le fond :

Déplacement du sable, érosion des mattes.

Considérons une couche de sable sur laquelle passe un courant de vitesse croissante : le déplacement du sédiment se produira au-dessus d'une certaine vitesse critique V_c du courant sur le fond. L'expérience en modèles réduits montre alors la gradation des phénomènes qui suivent :

1° D'abord, quelques grains commencent à rouler pour des vitesses proches de V_c .

Puis, saltation des grains à partir d'une première vitesse critique V_1 accompagnée de la formation de ripple-marks transversales à la direction du courant.

3° A partir d'une vitesse supérieure V_2 , les ripple-marks disparaissent et l'on a une couche de sable en suspension contre le fond. Cette couche de sable se déplace.

4° Au-dessus d'une nouvelle vitesse critique V_3 apparaissent d'autres ripple-marks progressant en sens inverse du courant (« antidunes » des hydrauliciens).

5° Enfin, si la vitesse du courant augmente encore, un sillon d'érosion se creuse parallèlement au sens du courant.

Dans la nature, les phénomènes sont souvent plus complexes, mais paraissent conformes, dans l'ensemble, aux essais effectués en modèles réduits. L'application des formules de l'hydrodynamique paraît délicate dans le cas des calanques. Les calculs donnent une vitesse critique de l'ordre de 50 cm/s, à partir de laquelle commencerait l'érosion des mattes par les courants de fond.

Par vents et vagues modérés, j'ai mesuré des vitesses variant de 25 cm/s à 0,50 cm/s. De tels courants, assez faibles, ne provoquaient aucune érosion sur le fond. Les mesures n'ont pu être obtenues par gros temps et il paraît théoriquement impossible de calculer la vitesse de l'undertow d'après le courant de surface dû au vent.

D'autre part, la plongée en scaphandre autonome devient difficile par petits fonds

lors des fortes houles et la mise en suspension du sédiment peut masquer les observations.

Après les tempêtes, les plongées dans les chenaux intermattes montrent de larges ripple-mark du type « antidune » correspondant à la troisième valeur de la vitesse critique sur le fond. Cette valeur se place entre la phase de mise en suspension du sable et la phase d'arrachement par le courant de fond. Ces « antidunes » paraissent correspondre à la régression du courant de fond après la phase paroxysmale de la houle; cependant, nous manquons de renseignements précis. A 10 m de profondeur, les « antidunes » peuvent se conserver des semaines par houle modérée, les vitesses mesurées étant en effet inférieures à 50 cm/sec.

X. — Assimilation du courant compensateur à un courant de gradient sur le fond; validité de cette assimilation.

On sait que l'accumulation des eaux devant une côte, sous l'effet du vent, peut provoquer une pente à la surface de la mer. Cette inclinaison sera à l'origine du courant lié au gradient de pression. Ce courant de gradient se transmet en profondeur; il est possible d'en calculer la force et l'orientation pour une profondeur déterminée, au moyen des équations de GOUGENHEIM établies sur les vitesses et les forces considérées comme des vecteurs.

La naissance de l'undertow, courant de *décharge* sur le fond des calanques étroites, étant liée à l'action des vents, il paraissait possible, *a priori*, de comparer ce retour au large de l'eau à un courant de gradient sur le fond. Nous allons voir ici dans quelle mesure cette assimilation est valable.

La théorie de GOUGENHEIM sur les courants de gradient près du fond ne sera point exposée ici. Pour plus de détails, nous renvoyons à la publication de cet auteur (1951).

Si :

- ρ = densité de l'eau de mer,
- φ = latitude du lieu,
- μ = coefficient de viscosité,
- ω = vitesse angulaire de la rotation de la Terre,
- u = vecteur vitesse du courant.

On pose :

$$a^2 = \frac{\rho \cdot \omega \sin \varphi}{\mu}.$$

Le vecteur force de Coriolis a pour expression :

$$2 u \cdot \omega \sin \varphi \cdot e^{i\pi/2}$$

en vertu de la loi d'Eckman. Introduisons la quantité complexe m , telle que :

$$m = a(1 - i) = a\sqrt{2} \cdot e^{-i\pi/4}.$$

Si z est la profondeur considérée et H la hauteur totale de la tranche d'eau, on a :

$$\frac{d^2 u}{dz^2} = m^2 \cdot u.$$

Soit : γ = pente de la surface des eaux du courant de gradient et ζ la cote au-dessus du fond; on a :

$$\zeta = H - z.$$

Introduisons la constante auxiliaire G , telle que :

$$G = \frac{g \cdot \sin \gamma}{2 \omega \cdot \sin \varphi} \quad g = 9,81 \text{ m/s}^2.$$

D'après GOUGENHEIM, l'expression du courant de gradient, assimilé au vecteur u , est la résultante d'un courant constant G perpendiculaire au gradient et d'un courant variable avec la profondeur, qui est dans le rapport $\frac{\text{ch } m z}{\text{ch } m H}$ avec le précédent. Ce courant variable a pour expression :

$$G \sqrt{\frac{\text{ch } 2 a z + \cos 2 a z}{\text{ch } 2 a H + \cos 2 a H}}.$$

Cette composante tire son origine du frottement du courant fixe de gradient sur le fond de la mer, l'action du fond se transmettant par viscosité au sein du liquide.

Ainsi, l'expression du courant de gradient sera :

$$u = G \cdot e^{i\pi/2} \left(1 - \frac{\text{ch } m z}{\text{ch } m H} \right).$$

A la cote ζ au-dessus du fond, on aura :

$$u = G \cdot e^{i\pi/2} (1 - \text{ch } m \zeta + \text{sh } m \zeta \cdot \text{th } m H).$$

Pour une mer suffisamment profonde : $\text{th } m H = 1$.

Pour une mer très peu profonde :

$$\frac{\text{ch } m z}{\text{ch } m H} = 1 + \frac{m^2}{2} (z^2 - H^2) = 1 + i a^2 (H - z)^2$$

d'où u :

$$u = G \cdot a^2 (H^2 - z^2) \\ u = \frac{2 \cdot g \sin \gamma}{2 \mu} (H^2 - z^2).$$

M. GOUGENHEIM démontre que « la force de Coriolis n'intervient plus, le courant coule dans la direction du gradient et sa vitesse décroît paraboliquement avec la profondeur ».

1° *Exemple : l'herbier de Sormiou* : On a :

$$\begin{array}{ll} \mu = 75,0 & H = 6 \text{ m} \\ \gamma = 1,02 & z = 5,5 \text{ m} \\ g = 9,81 \text{ m/s}^2 & \zeta = 0,5 \text{ m}. \end{array}$$

Pour évaluer γ ou pente de la surface des eaux du courant compensateur assimilé ici au courant de gradient, il faut dresser l'épure du profil longitudinal de la calanque d'après une série de mesures effectuées le long de l'axe.

A Sormiou, pour le fond de la calanque, $\gamma \# 2/100 = \text{tg} \alpha$ et $\alpha = 1^\circ 10'$

α étant petit, on a : $\text{tg} \alpha = \sin \alpha = \gamma = 0,02$.

Ainsi :

$$u = \frac{1,02 \cdot 9,81 \cdot 0,02}{2 \cdot 75,0} (36 - 30,2) \\ u \# 0,42 \text{ m/mn.}$$

Or, les mesures effectuées à cette profondeur oscillent entre 0,4 et 0,6 m/mn. En prenant 0,5 m/mn comme moyenne, l'approximation est de 10 %, ce qui demeure dans la limite des erreurs de mesures à la mer et des variations sensibles du coefficient de viscosité avec la température.

2° *Exemple : courant compensateur à En-Vau* : On a :

$$H = 7 \text{ m} \quad z = 6 \text{ m} \quad \gamma = \text{tg} \alpha = 5/120 = 0,041.$$

De plus, l'augmentation de la vitesse du courant paraît liée au rayon hydraulique de cette partie d'En-Vau dont la section est très étroite.

Ici, $R = 3$ et le coefficient de rugosité est 0,10.

Près du « tombant », l'équation de GOUGENHEIM donne une vitesse de 2 m/mn, alors que la vitesse théorique est plus grande au milieu du chenal intermatte. A cet endroit, la vitesse mesurée, par houle moyenne, est de 12 m/mn.

Ainsi, l'assimilation avec le courant de gradient devient plus délicate dans le cas de chenaux intermattes profonds dans les calanques étroites. Les phénomènes dynamiques sont alors fortement influencés par les variations du rayon hydraulique.

CONCLUSIONS

1° Dans les calanques, les déplacements des masses d'eau vers le large suivant un tracé en « cardioïde » déterminent des érosions particulières sur l'herbier. La présence de vagues obliques et d'un haut-fond suffit à déclencher le phénomène, malgré les réflexions parasites.

La position relative du front d'érosion de l'herbier, ou « tombant » de la matte, indique le degré d'évolution sédimentologique de la calanque où deux phénomènes antagonistes se déroulent :

- engraissement des fonds et colmatages par l'élévation de la matte d'herbier;
- érosion de ces fonds, jusqu'à une profondeur d'équilibre dynamique, sous l'action de courants compensateurs. Le niveau d'équilibre atteint, la croissance de l'herbier et l'élévation de la matte reprennent. On peut ainsi observer des mattes « emboîtées ».

2° Il y a, en profondeur, un courant de décharge compensant l'afflux des eaux superficielles au fond des calanques.

Les modalités de la topographie de la calanque et de l'herbier, l'orientation des vents, modifient considérablement la répartition théorique des courants avec la profondeur.

Ces exceptions sont en rapport avec la faible profondeur des calanques, inférieure à la profondeur de frottement, les réflexions sur les parois, la présence d'undertows et de courants compensateurs.

3° Les mesures et le calcul montrent, sur le fond, une discontinuité hydrodynamique correspondant au courant de retour compensateur.

Le calcul de ce courant paraît possible si on l'assimile à un courant de gradient sur le fond. Cette assimilation paraît à peu près satisfaisante dans le cas des calanques larges, mais de fortes modifications apparaissent dans les chenaux intermattes où s'établissent de fortes variations dans le rayon hydraulique.

L'influence de la rugosité et de la mise en suspension est importante dans la dynamique des courants sur le fond; des turbulences compliquent le phénomène. Néanmoins, la formule de STRICKLER-MANNING donne les résultats les plus satisfaisants par rapport aux chiffres calculés en Australie et en Californie.

L'érosion des mattes paraît compatible avec la présence de courants de fond dont la vitesse est supérieure à 50 cm/s, ce qui correspond à d'assez fortes vagues et à une dérive rapide entrant dans la calanque (action des vents dominants).

CHAPITRE VI

HYDRODYNAMIQUE ET SÉDIMENTATION DES BAIES ABRITÉES
LA BAIE DU BRUSC

SOMMAIRE

I. — L'HERBIER ET LES COURANTS.....	63
II. — LES HOULES DE SUD-EST : TEMPS CALME, REMARQUES GÉNÉRALES, ORIENTATION DES COURANTS DANS LA MASSE D'EAU.....	64
III. — L'ACTION DU MISTRAL (NORD-OUEST) : HOULES DIRECTES ET HOULES RÉFRACTÉES, COMPENSATION HYDRODYNAMIQUE	68
IV. — LES COURANTS COMPENSATEURS D'INTERMATTES : ÉTUDE DYNAMIQUE, CAS DES CHENAUX INTERMATTES ENBOITÉS	68
V. — LE FREINAGE ET LA RÉFLEXION DE LA HOULE SUR LES HERBIERS : GÉNÉRALITÉS, CAS DES MATTES IMMERGÉES ET EN VOIE D'ÉMERSION.....	70
CONCLUSIONS	73

I. — L'herbier et les courants.

A l'abri des îles des Embiez, au Sud de Sanary (fig. 1 et 2, cartes), la baie du Brusc est entièrement colmatée par d'anciennes mattes formant un important haut-fond. Sur de grands espaces, la tranche d'eau isolant les îles des Embiez du littoral (fig. 29) n'excède pas 1 m. Ces hauts-fonds, dont les marges découvrent à marée basse près du Petit-Gaou, constituent une « lagune » à Cymodocées (fig. 29, 4) sur des fonds sableux ou sablo-vaseux. Ces derniers recouvrent une ancienne matte arrivée au stade d'émerision. Vers le Nord, la « lagune » est bordée par l'écran de l'herbier émergeant où se développent les Posidonies. Au Sud et au Sud-Ouest, les passes entre les îles renouvellent continuellement les eaux de la « lagune » par l'apport constant des vagues de mistral ou de vent d'Est. Vers le Nord, au-delà de la partie émergeante de l'herbier (qui joue le rôle de brise-lames) (fig. 29, 5), les fonds s'abaissent à 6-8 m (fig. 29). C'est la zone des « tombants » des mattes de la baie du Brusc où on observe un système de chenaux compliqués (fig. 29, 1). Dans ces chenaux, des courants de fond paraissent compenser l'afflux des eaux convergeant dans la baie.

Ces courants de « décharge » ont érodé les mattes (fig. 29, 6) suivant un réseau parallèle au littoral et aux indentations de l'île des Embiez. Dans le fond des passes, la matte est parfois érodée jusqu'au substratum rocheux (phyllades). *En surface*, quelle que soit la direction du vent ou des vagues, les courants amènent les eaux superficielles sur

les hauts-fonds, de la baie de Brusc. Il s'ensuit un freinage sur ces hauts-fonds, accompagné des réfractions sur les îles. L'amortissement maximum s'observe au niveau de l'herbier émergent (« récif-barrière »). *Sur le fond*, les courants compensateurs sortent de la baie du Brusc, du Sud au Nord, empruntant les chenaux d'érosion creusés dans la matte. Ainsi est réalisé l'équilibre hydrostatique de la baie.

II. — Houles et vagues de Sud-Est.

I. — TEMPS CALME, PAS DE VENT. REMARQUES GÉNÉRALES

On observe des dérives superficielles contournant les îles et s'engouffrant dans les passes. Par temps calme, ces courants convergent vers le fond de la baie, au Sud du Brusc.

Une houle résiduelle venant de l'Est peut se réfracter sur le cap Sicié et donner, en l'absence de vents, des réfractions sur les pointes et les hauts-fonds des Embiez. Un courant se dirige alors vers le Brusc, du Nord-Ouest au

Sud-Est, à la vitesse de 3 à 4 m/mn. La vitesse de ce courant diminue sur les hauts-fonds, près de l'île des Embiez (1 à 0,5 m/mn). Au niveau de l'herbier émergent (fig. 29, 5), cette dérive s'infléchit vers l'Est et le petit port de Brusc.

Au Sud de l'archipel, la houle résiduelle s'engage dans les passes étroites entre l'île des Embiez et l'île du Grand Gaou. Il en est de même entre le Grand Gaou et le Petit Gaou. En ces endroits, le courant de surface est relativement rapide (3 à 4 m/mn), même en l'absence de vent.

a) *A la passe des Embiez et du Grand Gaou*, la présence de trois écueils (fig. 29, 2) détermine des remous et des tourbillons. La vitesse du courant est accélérée au contact des hauts-fonds de la « lagune » (fig. 29, 4) et des roches immergées. Puis, en entrant

dans la baie, le courant ralentit. On mesure une vitesse de 2 m/mn et le courant rejoint la dérive précitée qui va du Nord-Ouest au Sud du Brusc. Un petit courant suit la côte septentrionale du Grand Gaou, sur les petits fonds, et sort de la baie par la passe du Petit Gaou (fig. 29) où sa vitesse augmente (6 m/mn).

b) *A la passe du Grand Gaou et du Petit Gaou*, un autre courant entre dans la baie du Brusc à une vitesse de 2 à 2,5 m/mn. La passe est encombrée de blocs, de galets et de fonds sablo-vaseux à Cymodocées. Les courants d'entrée et de sortie se « côtoient » sans se « mélanger » ou s'annuler dans leurs effets, en un si petit espace : la passe n'a qu'une largeur de 6 m. Vers le Sud, le courant de sortie longe le fond, sa vitesse diminue. On mesure alors 0,5 m/mn.

Ainsi, un troisième courant entre dans la baie du Brusc par cette passe; il longe le

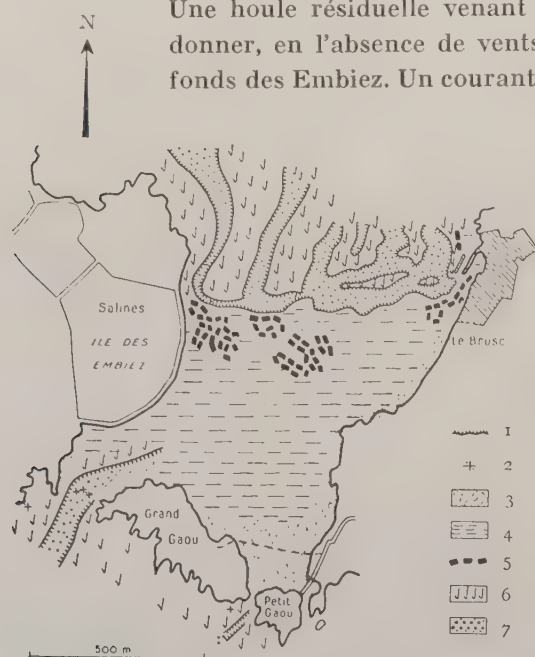


FIG. 29. — Ile des Embiez et baie du Brusc.

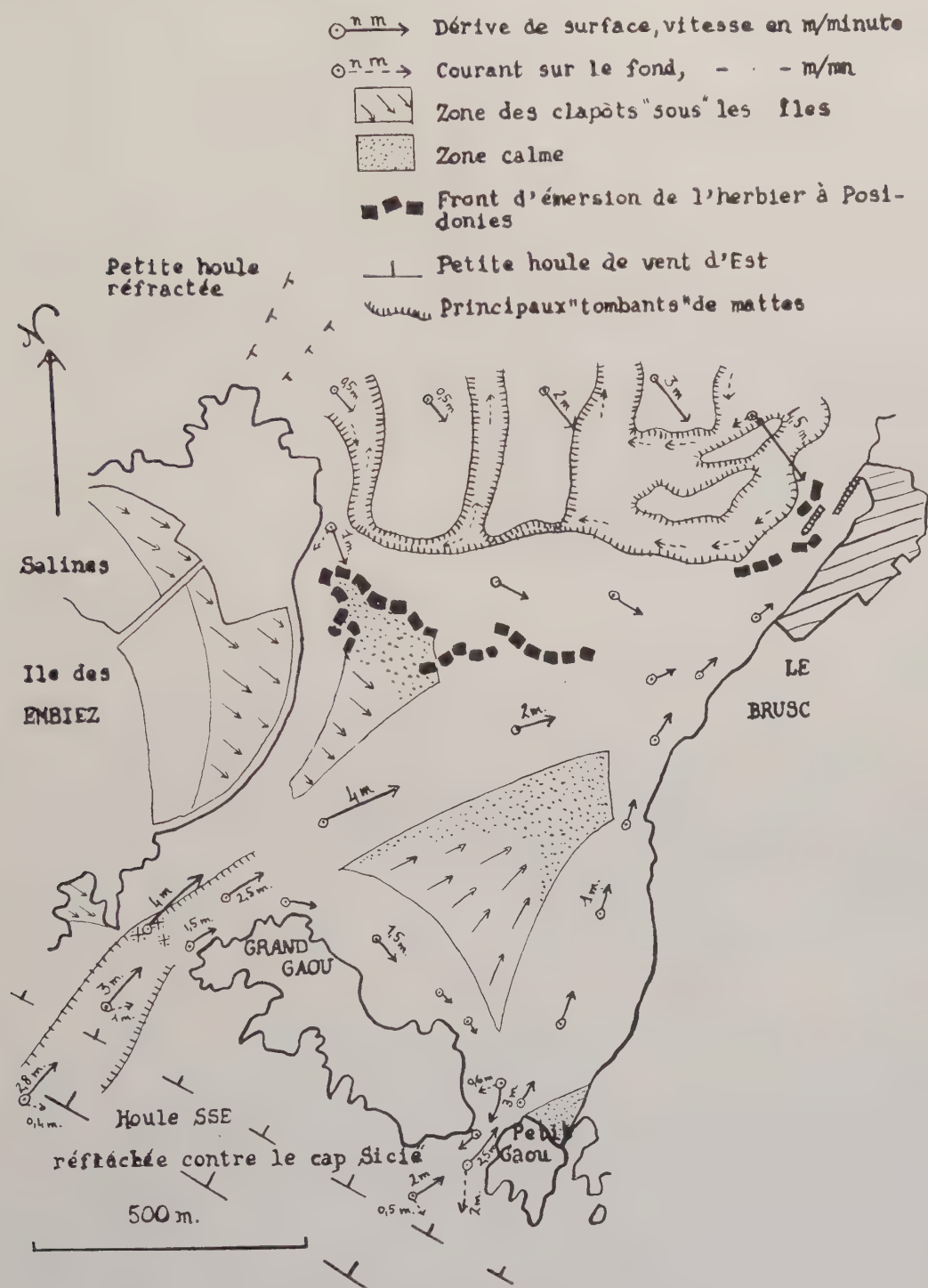


FIG. 30. — Iles des Embiez et baie du Brusc.
Courants par léger vent de SE.

littoral et, au Sud du port, vient converger avec les deux autres. L'ensemble peut être résumé par la figure 29.

Par temps calme, en l'absence de vent, les effets de la marée sont visibles; vers le Petit Gaou, les fonds peuvent découvrir sur plusieurs dizaines de mètres. Il peut être difficile, dans ce cas, d'individualiser les dérives superficielles du petit flux de marée progressant dans la baie.

Quoi qu'il en soit, les apports d'eau convergeant au Sud du Brusc peuvent être compensés : pour une *faible part*, grâce au courant de sortie de la passe des Gaou, courant de surface devenant ensuite un mouvement de l'eau sur le fond; pour une *grande part*, grâce aux courants de fond des chenaux intermattes longeant les « tombants » et assimilables en cela à l'undertow.

Entre les zones de cheminement des courants convergeant au Sud du Brusc on observe, dans la baie, deux secteurs abrités à l'Est de l'île des Embiez et du Grand Gaou. Ces endroits sont protégés des effets du mistral (Nord et Nord-Ouest) par le relief des îles et le « récif-barrière » de l'herbier émergeant de Posidonies. Ces zones calmes sont caractérisées par une sédimentation sablo-vaseuse issue des décantations (granulométrie hyperbolique), très riche en débris organiques (feuilles et rhizomes de Posidonies). On y observe des dégagements d'hydrogène sulfuré (bulles) et une « pelouse » de Cymodocées s'y développe. Certains endroits ne présentent aucune végétation, mais seulement des amas de feuilles décomposées où on peut s'enliser. En automne, les feuilles mortes du front d'émersion de l'herbier à Posidonies continuent leur rôle d'écran protecteur; plus tard, elles se détachent des rhizomes. Les débris sont alors entraînés dans les deux zones calmes et forment sur le fond une couche molle, putride, atteignant plus de 0,20 m d'épaisseur.

En surface, ces zones calmes peuvent être l'objet de petits mouvements dus aux légers clapots des brises alternées de terre et de mer. Il en est de même à la surface des anciennes salines de l'île des Embiez.

Au Nord du Petit Gaou, on observe une troisième zone calme de faible étendue, à l'abri de la digue reliant l'îlot à la route du littoral. Les Cymodocées s'y développent sur un sable riche en matières organiques, mais dépourvu de vase. Les particularités granulométriques de cet endroit s'expliquent par l'éloignement du cheminement des débris de Posidonies et des sédiments ultra-fins. Seuls s'y manifestent le petit courant de marée (ce dernier extrêmement lent) et les clapots de surface.

II. — ORIENTATION DES COURANTS DANS LA MASSE DE L'EAU

Le déplacement de l'eau en profondeur s'effectue à droite de la direction de la dérive superficielle. Cependant, la profondeur demeure très inférieure à la profondeur de frottement. La projection vectorielle donne des courbes complexes et non des spirales d'Eckman.

Dans le cas des chenaux intermattes, près du Brusc, on retrouve des courants de fond compensateurs, comme dans les calanques. Dans les passes, *en l'absence de vent*, les courants de fond paraissent déviés dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à la dérive de surface. A la petite passe des Gaou, le courant de fond est relativement rapide (2 m/mn) et correspond à un mouvement compensant en partie l'afflux des eaux dans la baie du Brusc. Vers le large, en sortant de la passe, la vitesse diminue : on mesure 0,5 m/mn.

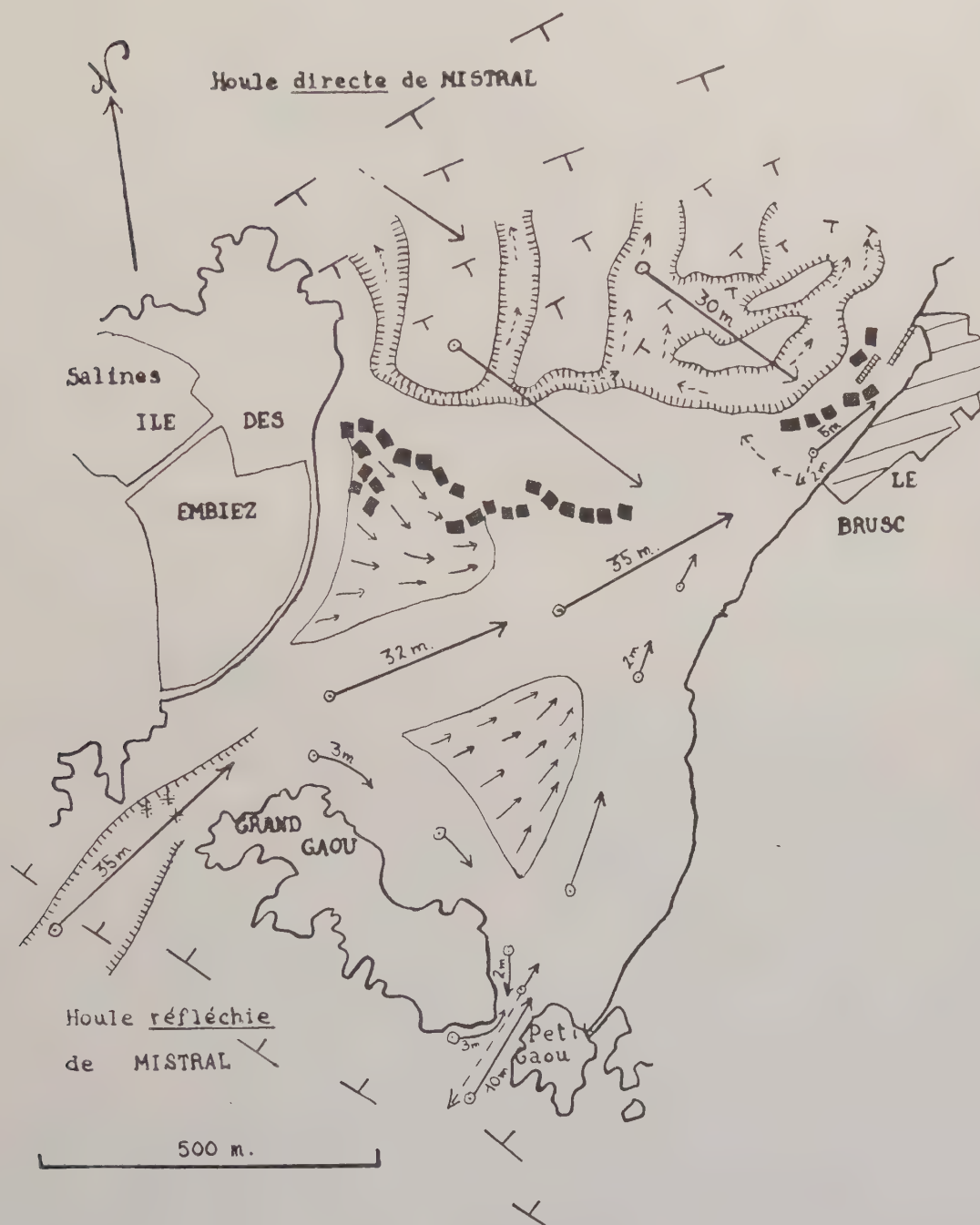


FIG. 31. — Iles des Embiez et baie du Brusc.
Courants par fort mistral (vent NW).

III. — L'action du mistral (Nord-Ouest).

I. — HOULES DIRECTES ET RÉFRACTÉES

La houle directe de mistral, assez courte, est accompagnée d'une forte dérive de surface vers le Brusc. Le courant, très rapide, atteint la vitesse de 30 m/mn et même de 45 m/mn entre la passe des jetées du port. Les réfractions de la houle sur les Embiez se traduisent par de petits crochons de sable. D'autre part, les vagues s'engouffrent dans les passes et se brisent autour des écueils. Ainsi, comme par vent d'Est, *les courants convergent vers le centre de la baie du Brusc* et s'accélèrent dans les passes des Gaou et des Embiez (fig. 31).

Ainsi, qu'il s'agisse du mistral ou des vents d'Est, le schéma reste identique : par vent d'Est, la houle réfractée sur le cap Sicié emprunte les passes, tandis que la houle réfléchie par les embiez pénètre dans la baie, du Nord-Ouest au Sud-Est; par mistral, c'est la houle réfléchie contre l'archipel qui emprunte les passes tandis que la houle directe pénètre dans la baie du Brusc, du Nord-Ouest au Sud-Est.

Par mistral, *la houle directe converge sur les hauts fonds constitués par les grandes mattes*, près du brise-lames en enrochement protégeant le port du Brusc. Les observations en mer sont confirmées par le tracé théorique des orthogonales. Cependant, le fetch est assez faible, d'autre part, dans les chenaux intermattes, la déviation en profondeur est contraire à la loi d'Eckman. On observe des turbulences sur les hauts-fonds où convergent les orthogonales. L'écran des feuilles de Posidonies du front d'émersion est plié, rabattu par la violence du courant superficiel. Néanmoins, l'effet de freinage est intense, une grande partie de l'énergie est absorbée, puisque la vitesse passe de 30 m/mn à 5 m/mn.

II. — COMPENSATION HYDRODYNAMIQUE

Comme pour le cas des vents d'Est, l'afflux d'eau des trois courants convergeant dans la baie du Brusc est compensé par les petits courants de fond des passes, et surtout par les courants des chenaux intermattes. Le courant de fond longeant les « tombants » des mattes affouille les surplombs lorsque la vitesse critique d'érosion est atteinte ou dépassée. Ce courant *sort* de la baie du Brusc (fig. 31) et se dirige, d'une manière globale, du Sud vers le Nord. L'alternance des vagues de mistral et de vent d'Est maintient le régime des courants compensateurs de la baie du Brusc.

IV. — Les courants compensateurs d'intermattes.

I. — ÉTUDE DYNAMIQUE

Assimilables à l'undertow, ils présentent une discontinuité hydrodynamique avec les dérives de la tranche d'eau superficielle. L'érosion des mattes, dans les calanques ou les fonds de baies, résulte principalement de l'action des vagues obliques et de déplacements en « cardioïde ». Ainsi s'orientent et progressent les chenaux d'érosion dans la matte des herbiers.

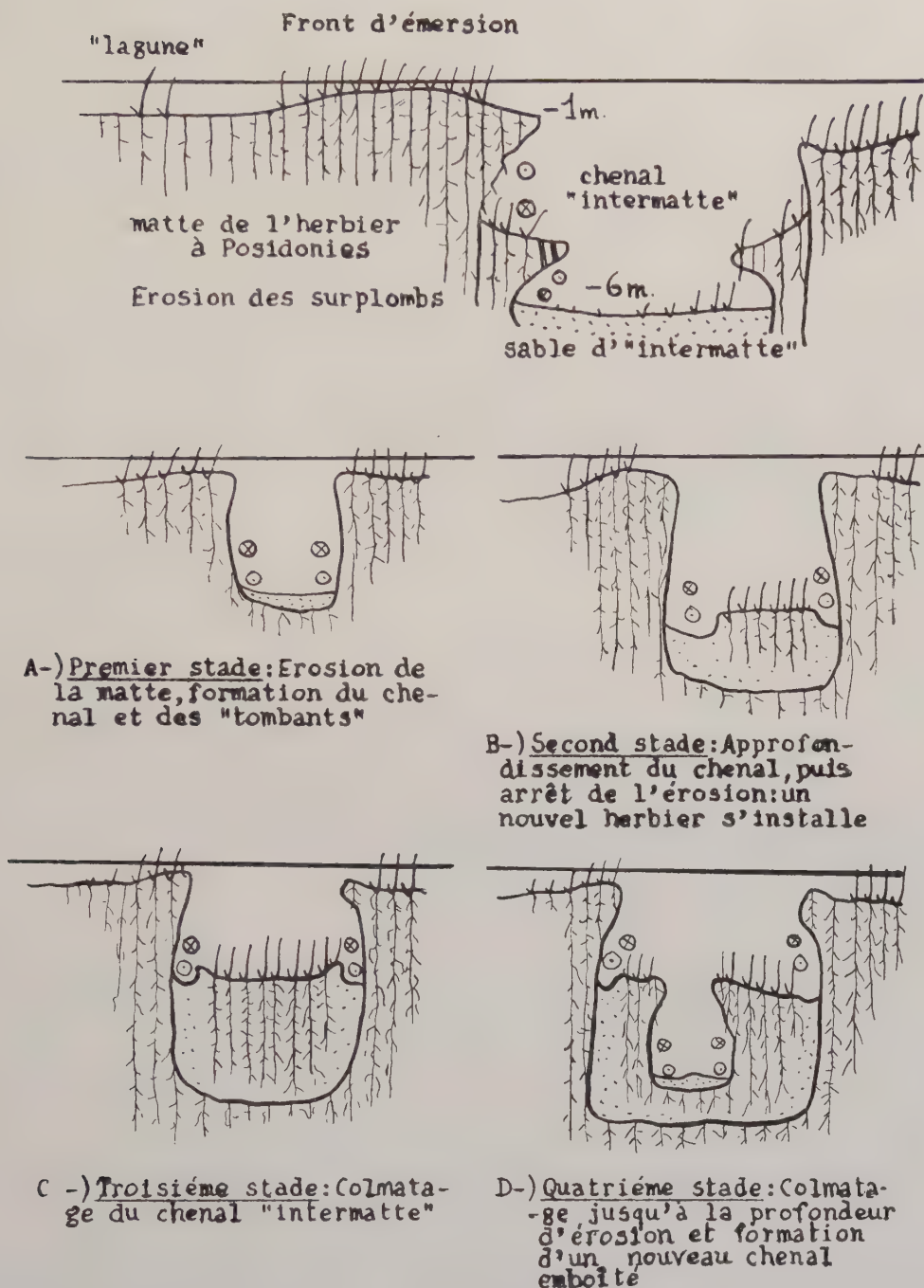


FIG. 32. — Evolution de la morphologie des chenaux « intermattes » dans la baie du Brusc (Var).

La convergence des courants dans la baie est compensée, sur le fond, par un courant de faible vitesse (0,4 m par mn) empruntant le réseau complexe des chenaux intermattes (fig. 30). Le détail de ces mouvements est difficile à déterminer du fait de la complication de la topographie sous-marine (ensemble de chenaux labyrinthiformes). L'ensemble des observations montre que l'eau, contre les « tombants », sort de la baie du Brusc.

L'érosion des mattes ne commence qu'à des vitesses d'undertow assez élevées, ainsi que le montre le calcul. Au Brusc, cette vitesse serait, au moins, de 30 m/mn, ce qui correspond à de fortes vagues de tempêtes. Par temps calme, la vitesse mesurée n'est que de 0,4 m/mn et ce faible courant ne peut éroder les mattes.

II. — CAS DES CHENAUX INTERMATTES EMBOITÉS

On observe, dans la baie du Brusc, des chenaux comprenant deux intermattes emboîtés (fig. 32). On pouvait penser, *a priori*, à deux stades successifs dans l'érosion de la matte. La profondeur de ces chenaux emboîtés est de 6 m et chaque « tombant » peut atteindre 2 ou 3 m. Le fond du chenal est colmaté par un sable coquillier mal classé, d'allure (souvent) logarithmique.

L'explication que nous donnons ici, sur la formation de ces chenaux, demande à être contrôlée par des sondages dans les mattes; de véritables fouilles sous-marines seraient nécessaires.

Premier stade (fig. 32 A). — Erosion de la matte colmatant la baie par les courants de fond, d'où la formation d'un premier chenal en voie d'agrandissement. Ce chenal peut s'approfondir jusqu'à 10 m et plus. A Port-d'Alon et à Morgiou, j'ai étudié d'anciens chenaux profonds. Lorsque le chenal est suffisamment profond, il en résulte l'affaiblissement des courants compensateurs et l'érosion peut s'arrêter.

Deuxième stade (fig. 32, B). — Un nouvel herbier se forme alors dans le chenal intermatte et sa profondeur constitue une protection relative contre les affouillements. Nous avons observé ce stade dans les calanques.

Troisième stade (fig. 32, C et D). — Ainsi, une matte s'accroît verticalement dans le chenal jusqu'à une certaine cote où l'action érosive des courants de fond commence à se manifester. Ce nouveau creusement formera un chenal intermatte emboîté dans le précédent. La matte « secondaire » formera un bourrelet-témoin de part et d'autre du nouveau chenal, à la manière d'une terrasse fluviale.

V. — Freinage et réflexion de la houle sur les herbiers.

I. — GÉNÉRALITÉS

Les formules employées ici sont tirées des équations de GERSTNER; ainsi on définit une caractéristique essentielle de la houle : la *cambrure*, c'est-à-dire le rapport de l'amplitude de la houle à la longueur d'onde de cette houle. Comme l'amplitude, la cambrure est souvent fonction du fetch.

Ceci posé, on sait que la réflexion de la houle obéit aux lois de DESCARTES. D'autre

part, M. MICHE (1951) a montré que le pouvoir réfléchissant R d'un ouvrage immergé ou en voie d'émersion est fonction d'un facteur R' déterminé par le profil géométrique de l'obstacle, et d'un facteur σ caractérisant la surface réfléchissante et assimilé à la rugosité :

On a :

$$R = R' \cdot \sigma.$$

Les calculs de M. MICHE montrent que si la cambrure maximum $\gamma_{\max}$ au large est inférieure à la cambrure γ_0 près de l'obstacle, le coefficient de forme R' est égal au rapport :

$$R' = \frac{\gamma_{\max}}{\gamma_0}.$$

Le facteur de surface σ est rarement supérieur à 0,8, même pour des pentes ou des fonds jugés « lisses ».

Une étude expérimentale du pouvoir réfléchissant des obstacles accolés a été effectuée par J. LAURENT et W. DEVIMEUX au Laboratoire Central d'Hydraulique de France. L'amplitude des houles artificielles, en modèles réduits, a été mesurée au limnimètre électrique et par la méthode photographique. Pour cela, on adopte un temps de pose égal à la période de la houle; on obtient sur le cliché la trace de l'enveloppe de la surface libre et on mesure directement l'amplitude. Le « pouvoir réfléchissant » des modèles réduits a été assimilé au rapport de l'amplitude de la houle réfléchie à celle de la houle incidente, c'est-à-dire :

$$R = \frac{2h_2}{2h_1}.$$

On mesure la cambrure γ , sachant que $2L =$ longueur d'onde de la houle :

$$\gamma = \frac{2h_1}{2L}.$$

Les travaux de J. LAURENT et W. DEVIMEUX montrent que pour des obstacles immergés en forme de prisme rectangulaire, analogues à la matte d'herbier et à ses « tombants », le pouvoir réfléchissant croît au fur et à mesure que la cote du sommet de l'obstacle s'élève. Ce pouvoir réfléchissant est généralement une fonction inverse de la cambrure. De plus, les clichés montrent de fortes turbulences aux points anguleux, à l'aplomb de l'obstacle, au « tombant » si l'on assimile ce dernier à une matte élevée.

Ces recherches expliqueraient l'érosion particulière et les affouillements des « tombants » au voisinage de discontinuités géométriques en rapport avec la croissance caractéristique des herbiers.

II. — CAS DES MATTES IMMERGÉES OU EN VOIE D'ÉMERSION

Si H désigne la profondeur au pied du tombant, $2L$ la longueur de la houle, $2h_1$ son amplitude, T sa période, on considérera deux cas essentiels : matte immergée; matte en voie d'émersion.

A. Mattes immergées. — Les observations dans l'herbier montrent l'importance des turbulences mises en évidence par les modèles réduits en forme de mattes immergées.

A la base du « tombant » de la matte et contre le front d'érosion imminent les courants compensateurs. Le pouvoir réfléchissant maximum est obtenu au « récif-barrière » de l'herbier émergeant.

Dans le cas étudié au Brusc, nous avons $H = 5$ m au pied du « tombant », $2 h_1 = 0,60$ à $0,40$ m, $T = 4$ secondes. Ceci correspond à une houle très courte de baie abritée. Cette houle peut être parfois assimilée à un fort clapot.

A ces stations, la cambrure est relativement élevée : de $0,60$ à $0,40$, d'où un faible pouvoir réfléchissant de la matte. En effet, en surface et dans la tranche d'eau superficielle, on n'observe aucune variation du courant, ni de déviation en rapport avec une réflexion importante.

D'autre part, la dérive superficielle ne subit aucun ralentissement.

B. Mattes émergées. — Il n'en est pas de même au niveau du « récif-barrière » de Posidonies, pratiquement « émergé » à la cote zéro. L'action de freinage y est considérable; la houle et les vagues s'y amortissent. La dérive superficielle peut diminuer, dans les cas de fortes vagues de mistral, de 30 m/mn à 4 ou 5 m/mn. L'eau est calme en arrière du front émergé de l'herbier et la houle devient un faible clapotis. L'amplitude $2 h_1$ se réduit à quelques centimètres.

On a alors $2 L \leq H$, tandis que la cambrure augmente. Il peut y avoir de petits déferlements locaux au niveau des feuilles émergées.

Ainsi, dans le cas de baies abritées, telles que le Brusc ou Port-Cros, le freinage dynamique du « courant » et la réflexion sur la matte émergée se combinent.

L'équation de MICHE fait intervenir un facteur de surface ρ . Ce dernier est proche de $0,8$ pour les surfaces jugées « lisses » et de $0,33$ pour les talus en enrochement. Dans le cas de la matte émergée, le coefficient R' étant voisin de 1 , on peut calculer ρ .

Au Brusc, nous avons mesuré des cambrures d'environ $0,04$ au voisinage du « tombant » et du front d'émersion de l'herbier de Posidonies. En se rapportant aux tables de LAURENT et DEVINEUX, on aurait un pouvoir réfléchissant égal à $0,60$.

Sachant que :

$$R = R' \cdot \rho$$

on tire :

$$\rho = \frac{R}{R'} = 0,60.$$

D'où la faible rugosité de l'écran de feuilles de Posidonies accompagnée d'un pouvoir réfléchissant sensible du fait de l'émersion de la matte.

La cambrure de la houle incidente a une grande importance dans les baies directement exposées aux vents du Nord-Ouest, vents venant de la terre et correspondant à un fetch peu élevé. Très souvent, $2 h_1 < 0,10 H$ et l'action réfléchissante est extrêmement faible.

CONCLUSIONS

1° La baie du Brusc réalise le type de baie abritée sur le littoral provençal. La présence d'un important herbier au fond de cette baie et d'un archipel avec d'étroites passes conditionne un régime particulier. Les vagues et les houles produisent de rapides dérives en surface. La houle réfléchie contre l'archipel des Embiez s'engouffre dans les passes, et des courants de surface convergent au centre de la baie du Brusc. Cet afflux d'eaux superficielles est compensé par des courants de retour au fond des passes, et, surtout, par des courants de fond compensateurs sortant de la baie et empruntant les chenaux des inter-mattes. Lors des violentes tempêtes, ces courants peuvent éroder l'herbier; par temps calme ou faibles vagues, leur vitesse est faible (0,4 m/mn) et ils n'ont aucun pouvoir érosif.

L'herbier détruit peut se reconstituer dans les chenaux profonds jusqu'à une profondeur où l'action de l'érosion redevient sensible. On peut avoir ainsi des chenaux inter-mattes emboîtés.

Les zones calmes, à l'abri des îles, sont le siège d'une sédimentation fine, putride, résultant des décantations et accumulations des débris organiques issus de l'herbier.

2° On constate, en accord avec les expériences en modèles réduits, le faible pouvoir réfléchissant des mattes immergées pour des houles de cambrure élevée.

Il n'en est pas de même pour les mattes émergées et la zone de l'herbier émergeant de Posidonies. A ces endroits, l'action de freinage est considérable et la célérité du courant peut se réduire à 1/10 (de 30 m/mn à 3 m/mn).

D'autre part, la réflexion de la houle sur l'obstacle, constitué par une matte quasi émergée, est sensible. Elle est en rapport avec la cambrure des houles incidentes et l'importance du fetch. Il faut mentionner la faible rugosité de l'écran de feuilles de Posidonies.

3° L'évolution géologique de la baie du Brusc est celle des baies colmatées par les formations détritiques, les piedmonts remaniés par les sheet-flood, durant la phase régressive post-tyrrhénienne. La topographie littorale actuelle résulte de la transgression flandrienne : la remontée du plan d'eau isole l'archipel des Embiez.

Ces conditions sont favorables au développement d'un important herbier à Posidonies dont l'évolution est soumise aux fluctuations hydrodynamiques de la baie. La présence des passes, entre les îles, des houles directes et réfractées correspondent à un régime de courants convergents dans la masse superficielle de l'eau. Ces courants convergent vers le fond de la baie et sont compensés en profondeur.

Depuis le Flandrien, les mattes sont érodées par des courants de fond, tandis que des zones abritées sont le siège de sédimentations amenant d'importants colmatages au fond de la baie, sur d'anciennes mattes.

CHAPITRE VII

LES TOMBOLOS DE GIENS

SOMMAIRE

I. — GÉNÉRALITÉS SUR LES TOMBOLOS DE GIENS	74
II. — DYNAMIQUE ACTUELLE.....	75
Transferts littoraux (p. 75). — Action des houles (p. 75). — Les étangs de tombolos (p. 77). — Formation des tombolos-banquettes (p. 77).	
III. — FORMATION ET ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU TOMBOLO	78
Caractères du flandrien de Giens (p. 78). — Enracinement des tombolos (p. 79). — Formation des tombolos de Giens (p. 81).	

I. — Généralités sur les tombolos de Giens.

La longueur du tombolo est de 4,5 km dans sa partie moyenne. Le tombolo occidental est le plus étroit et mesure 70 m dans sa plus faible largeur, tandis que le tombolo oriental atteint 240 m de large dans sa partie la plus étroite, au Sud de la Capte (fig. 33).

L'isthme oriental a été percé par un canal mettant l'étang des Pesquiers en communication avec la mer au niveau des maisons de la Capte. Au XVIII^e siècle, les Portulans de MICHELOT (1703 et 1775) et de BRÉMOND montrent une communication naturelle (?) entre la mer et l'étang des Pesquiers. Ce chenal a été aménagé par la suite.

La partie Nord de l'étang des Pesquiers est convertie en salines. Ces dernières s'étendent vers le Sud de la Capte où on construit de nouvelles digues. L'étang des Pesquiers sera entièrement occupé par des marais salants, tout comme l'ancien étang de Fabrégas, à l'Est du Gapeau. Une plage borde les dunes du tombolo du côté de la mer. Ces dunes déterminent une ligne de reliefs très faibles (1,3 à 2,9 m), atteignant une longueur de 8,5 km au tombolo oriental, de l'Estanci à la plage du Ceinturon (fig. 33).

Le sédiment déposé dans l'étang des Pesquiers est une vase sableuse brune très riche en débris de coquilles (*Cardium edule*). On retrouve cette vase dans les sondages sous le tombolo oriental. La vase sableuse des Pesquiers se prolonge, d'autre part, vers le Nord-Est et forme une bande continue de 1 à 1,5 km de large doublant le cordon des dunes littorales de la plage du Ceinturon (camp d'aviation de la Bascule). Là encore, cette vase passe sous les dunes et présente des passées de galets.

Au Nord-Est de la « levée du Ceinturon », complexe d'anciens cordons littoraux et d'appareils dunaires, le facies de la vase sableuse des Pesquiers s'envoie sous les allu-

vions récentes au débouché du Gapeau. Par sondages, on recoupe la vase à quelques mètres de profondeur. Vers l'Est, au-delà de la rive gauche du Gapeau, la vase sableuse affleure à nouveau à l'emplacement de l'ancien étang de Fabrégas, aux Salins d'Hyères.

Les tombolos s'enracinent sur le substratum rocheux ou près de l'éboulis de piedmont : Giens, Pomponiona, l'Almanarre, etc.

II. — La dynamique actuelle.

I. — LES TRANSFERTS LITTORAUX

L'explication classique de la formation des tombolos par la rencontre de deux transferts de sens opposés, reliant par leurs dépôts une île au continent, a pour type la presqu'île de Giens. Cependant, mes recherches montrent que d'autres causes ont été à l'origine de la formation de l'isthme. Néanmoins, l'action des transferts littoraux a une importance réelle et a contribué, dans une certaine mesure, à l'édification de la presqu'île de Giens.

Le tombolo *occidental* est formé par un sable riche en débris de coquilles. On y trouve des grenats et des minéraux opaques provenant du Permien de la côte de l'Almanarre et de Carqueirane (fig. 33). Un transfert latéral du Nord au Sud, en rapport avec les vagues obliques de mistral, peut expliquer cette répartition (chap. IV).

Le tombolo *oriental* est caractérisé par des minéraux lourds s'apparentant à l'association des Maures : staurotide, sillimanite, disthène, etc. Ils sont l'objet d'un transfert dirigé du N-NE vers le Sud.

L'étude granulométrique du matériel des tombolos (chap. I) confirme le sens de ces transferts. Nous n'y reviendrons pas. Au terme de ces transferts, on aboutit à des zones de colmatage où se développent des herbiers à Cymodocées et à Posidonies. Les facies granulométriques des sables passent aux types logarithmiques et hyperboliques.

II. — L'ACTION DES HOULES

Par vent Nord-Ouest prolongé (mistral), agissant comme « vent de terre » sur le tombolo oriental, on observe une houle induite (fig. 34). La frange littorale marquée par la ride et le sillon pré littoral (zone C, fig. 34) est caractérisée par une petite houle dirigée vers le rivage, c'est-à-dire opposée au vent de mistral. Cette zone correspond à

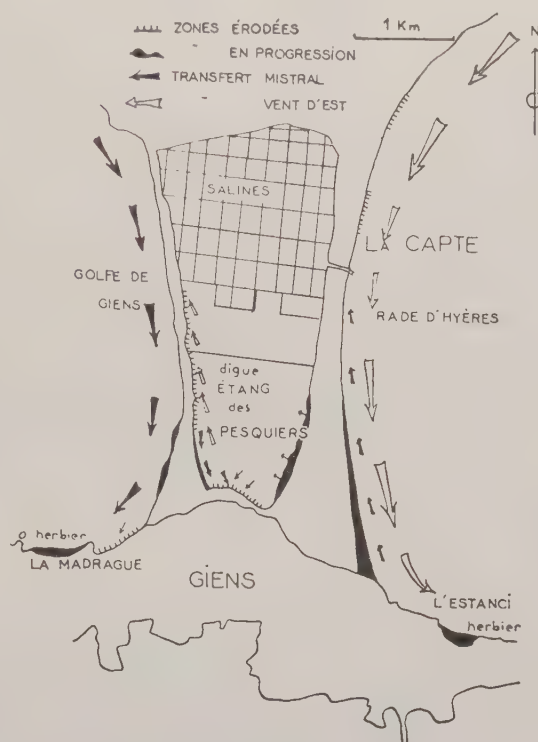


FIG. 33.
Schéma de la presqu'île de Giens (Var).

l'abri des dunes et des pinèdes du tombolo, sa largeur est d'environ 60 m. La houle induite engraisse la plage et paraît correspondre à un réseau de ripple-marks parallèles ne s'interrompant jamais au niveau de la ride littorale.

Au-delà (zone B, fig. 34), on observe une zone dépourvue de houle et ne présentant qu'un léger clapot. Cette bande à 140 m de large et constitue une zone neutre absolument calme; même par fort mistral. C'est un bon mouillage, fréquemment employé. Les plongées montrent que ces fonds (—3 m) ne présentent pas de ripple-marks, mais une grande abondance de petits cônes d'Annélides. Vers le large (zone A), on retrouve la houle de mistral dirigée ici d'Ouest en Est. La mer est agitée.

Un régime analogue a été observé, le long de la chaîne de la Nerthe et dans les

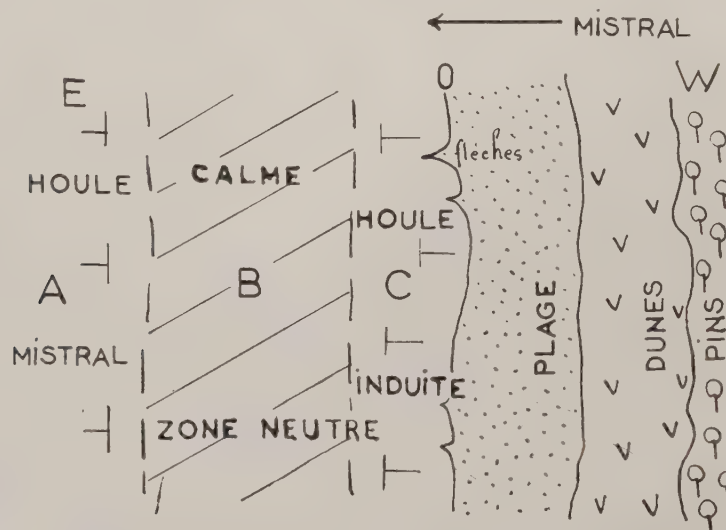


FIG. 34. — Giens; tombolo oriental. Schéma des houles.

calanques, par fort mistral. Le rôle d'un abri (chaîne de montagnes, maison, arbres, tombolo) est primordial dans la répartition des houles.

L'engraissement des plages du tombolo oriental, par vent Nord-Ouest, se fait par saltation des grains d'une crête de ripple-mark à l'autre (la Capte, le Ceinturon). La succession rapide de l'orientation des houles, en rapport avec les fluctuations du régime des vents, paraît correspondre, près du rivage, au recoupement de deux réseaux de ripple-marks. Les fortes houles de vent d'Est donnent une zone turbide le long du tombolo oriental, du Nord-Nord-Est vers le Sud, c'est-à-dire dans le sens du transfert. J'ai montré que les sédiments les plus fins étaient déportés vers l'Estanci (chap. I).

Ainsi, par vent d'Est, l'embase sud du tombolo oriental de Giens s'engraisse: formation de cordons de sable intercalés de 5 ou 6 banquettes de feuilles de Posidonies emboîtées. Le résultat est l'obstruction du débouché des ruisseaux. De petits étangs allongés se forment sur l'arrière-plage. L'eau de ces étangs est colorée en brun par les tanins des feuilles de Posidonies.

Au cours des violents orages sur Giens, l'éboulis argileux est saturé et les nappes superficielles exudent. Ainsi sont alimentés une multitude de petits ruisseaux se dirigeant vers la plage de l'Estanci (près de la colonie de vacances). Les ruisseaux érodent le

sable de l'arrière-plage et créent de petits sillons de 1 m de profondeur jusqu'à l'éboulis ou aux galets sous-jacents. Lorsque l'orage redouble, les banquettes de feuilles de Posidonies s'érodent aussi du côté de la terre. Elles ne disparaissent pas pour autant, car toutes les feuilles sont *mises en suspension* et forment une zone d'amortissement large de 20 m. Cette zone colmate les mares d'arrière-plage. Après l'orage, les feuilles de Posidonies se déposent en des lits compacts entrecoupés de passées sableuses.

III. — LE RÉGIME DES ÉTANGS DE TOMBOLOS

L'étang des Pesquiers, enserré entre les deux tombolos de Giens (fig. 33), présente un régime particulier. Le vent d'Est y forme un clapot pouvant se transformer en une véritable petite « houle » oblique très serrée. De petites vagues courtes battent la rive de l'étang, sur le tombolo occidental. Ainsi, les vases sableuses à Salicornes s'érodent et on observe une micro-falaise.

Ce recul des « enganes » montre que le tombolo occidental régresse *par l'intérieur*. Du côté de l'étang des Pesquiers, cette érosion demeure très active, beaucoup plus rapide que l'érosion marine, sur le côté Ouest, où interviennent des phénomènes compensateurs, tels que le transfert et l'action des vents de terre (vent d'Est).

La fraction vaseuse (ultra-fine) des plates-formes à Salicornes et des « sansouires » est mise en suspension dans l'étang des Pesquiers. Une zone turbide jalonne le contour intérieur du tombolo occidental.

Les fractions grossières du sédiment, c'est-à-dire en grande partie les débris de *Cardium*, sont l'objet d'un petit transfert lié aux vagues obliques de mistral (fig. 33 et 35). Ces débris vont colmater l'embase sud du tombolo occidental, du côté des Pesquiers. A cette fraction grossière s'ajoute un stock sableux provenant de la déflation du mistral sur les dunes du tombolo occidental. Ce dernier matériel, après les forts « coups » de vent, peut former de petits cordons recouvrant les amas de *Cardium*.

Lors des périodes calmes, les vases en suspension se déposent par excès de charge ou par décantation et forment une pellicule argileuse de quelques centimètres d'épaisseur.

L'érosion « intérieure » du tombolo occidental de Giens est rapide en certains endroits où la micro-falaise recoupe une ancienne « roubine ». Seules les plates-formes à Salicornes formant l'embase sud du tombolo sont protégées par l'accumulation des débris de coquilles.

En outre, les salines de la partie septentrionale de l'étang des Pesquiers s'étendent de plus en plus vers le Sud de la Capte. Le compartimentage artificiel du plan d'eau dû aux salines, arrêtant l'érosion des « enganes » à Salicornes, est susceptible de modifier les conditions naturelles et de stabiliser le tombolo.

IV. — LES TOMBOLOS-BANQUETTES : ex. POINTE PRIME

Le tombolo de la Pointe Prime (île de Porquerolles), long de 20 m, est formé par les accumulations de feuilles de Posidonies à la faveur des réfractions de la houle sur la côte rocheuse et un îlot de quartzophyllades. Les banquettes de feuilles de Posidonies et les galets ont formé une flèche reliant l'îlot au rivage.

Ce petit tombolo est formé par les actions conjuguées des vagues obliques du

mistral, du vent d'Est, de Sud-Est et Sud-Ouest. Cependant, un seul vent dominant, par l'action des vagues directes ou réfléchies, suffit à donner deux trains opposés dont la rencontre correspond à l'axe du tombolo de la Pointe Prime.

A une échelle moindre, cette formation peut être comparée à la Punta d'Alga, longue flèche littorale de débris de Posidonies, observée en Sicile, près de Marsalà.

III. — Formation et évolution géologique du tombolo.

I. — CARACTÈRES DU FLANDRIEN DE GIENS

Le dépôt des dunes et limons supérieurs du Gapeau a débuté au Néolithique; ces formations peuvent donc être rattachées au post-flandrien. Il en est de même en ce qui concerne les dunes occupant le sommet de la série de la Capte et les vases sableuses à Posidonies, jusqu'à la cote —7.

Ensuite, on se trouve en présence de plus de 55 m de vases sableuses entrecoupées de cordons littoraux et de sables marins. A la Capte s'intercalent des horizons franchement dulcaquicoles; au Gapeau, la basse terrasse recouvre les dépôts lagunaires à fibres de Posidonies.

Quel est l'âge de cette importante série? Jusqu'à la base (cote —58), la faune de mollusques est *subactuelle* et ne présente aucune espèce marine caractérisant le Tyrrhénien. On observe une sédimentation continue sur 55 m de puissance, avec intercalations de stades dunaires et marins. L'ensemble s'est déposé sur un éboulis de piedmont reposant lui-même sur le Permien.

L'absence de Tyrrhénien fait penser à une importante phase régressive, correspondant à la régression post-tyrrhénienne. L'exhaussement continu de la série serait alors en rapport avec un relèvement du niveau de base consécutif à la transgression flandrienne.

A la base de la série, l'éboulis continental reposant sur le Permien serait contemporain de la régression post-tyrrhénienne. Il faut admettre alors un niveau de base relativement plus bas que les chiffres généralement admis en Provence et inférieur, pour le moins, à la cote —60.

Cette dernière considération confirmerait l'hypothèse de J. BOURCART, qui admet une régression « grimaldienne » inférieure à la cote —200. Or, dans la région de Marseille, de La Ciotat, du Brusc et du cap Sicié, cette régression ne paraît pas avoir dépassé la cote —40 au maximum. Cependant, il peut en être autrement pour le secteur des îles d'Hyères et de Giens et, mes recherches n'étant qu'à leur début à ces endroits, je me garderais d'opinions prématurées.

Si on admet par ailleurs un affaissement tectonique récent du secteur maritime de Giens, affaissement comparable aux failles de la Basse Versilia, il est possible d'expliquer l'épaisseur du remplissage flandrien.

Cette petite « subsidence » pourrait être liée à l'abaissement du littoral sous l'effet de la flexure continentale, hypothèse envisagée fréquemment par J. BOURCART. Cette dernière demande à être contrôlée par d'autres sondages, mais elle donne déjà une explication satisfaisante du creusement, ou de la formation, des cañons des Stoechades et des îles d'Hyères, proches du tombolo de Giens.

Ainsi, régression post-tyrrhénienne importante ou affaissement récent du secteur littoral sous l'effet de la flexure continentale peuvent également expliquer l'épaisseur considérable du Flandrien de Giens.

La découverte d'une hache Néolithique à la cote —7 serait en faveur de l'abaissement tectonique récent et au jeu de la flexure.

La présence de la basse terrasse du Gapeau, antérieure au Néolithique, à la cote —8, le surcreusement considérable de cette rivière au post-tyrrhénien, doivent cependant nous inciter à beaucoup de prudence et nous ne devons, *a priori*, éliminer l'hypothèse de la régression.

On peut comparer le Flandrien de Giens aux formations du même âge de la basse Versilia (nommées « Versilien »). Les séries du Versilien sont effondrées par des jeux tectoniques récents (I. N. Q. U. A., 1953 : A. C. BLANC, F. SETTEPASSI, E. TONGIORGI). Leur puissance peut dépasser 95 m.

Comme à Giens, on y observe des intercalations marines interrompant des stades lagunaires et d'eau douce. Près du lac Massociuccoli et à l'intérieur des terres, l'horizon équivalent aux vases sableuses à fibres de Posidonies de Giens est représenté par des argiles lacustres à intercalations tourbeuses (cotes —10, —55, —70 et —90). Vers —50 m, on y trouve une tourbe comprimée à *Abies*, *Pinus* et *Picea*.

II. — ENRACINEMENT DES TOMBOLOS. ÉVOLUTION DES DUNES

Nous considérons ici la partie sud du tombolo occidental, la seule demeurée à l'état naturel (fig. 35).

L'infrastructure du tombolo est formée de vase sableuse à *Cardium edule* recouvrant l'éboulis de piedmont de Giens. Au sommet s'intercalent les dunes.

Une importante dune (fig. 35, 4), large de 80 m et haute de 1,5 m, recouvre la partie amincie du tombolo. La vase sous-jacente ne forme qu'une étroite bande sur le côté occidental érodé par les vagues de vent d'Est, le long de l'étang des Pesquiers (fig. 35, 7).

Vers l'embase sud de ce tombolo s'observent trois étangs au milieu des plates-formes sablo-vaseuses à Salicornes (« enganes »). La dune actuelle s'amincit et vient recouvrir les limons récents, post-flandriens, érodés par les vagues de mistral (fig. 35, 3).

Près de la Madrague de Giens, ces limons récents recouvrent à leur tour un éboulis de piedmont post-tyrrhénien qui se poursuit au-dessous du niveau actuel de la mer (fig. 35, 2).

Les traces d'une ancienne dune s'observent dans les marais et les « enganes », près

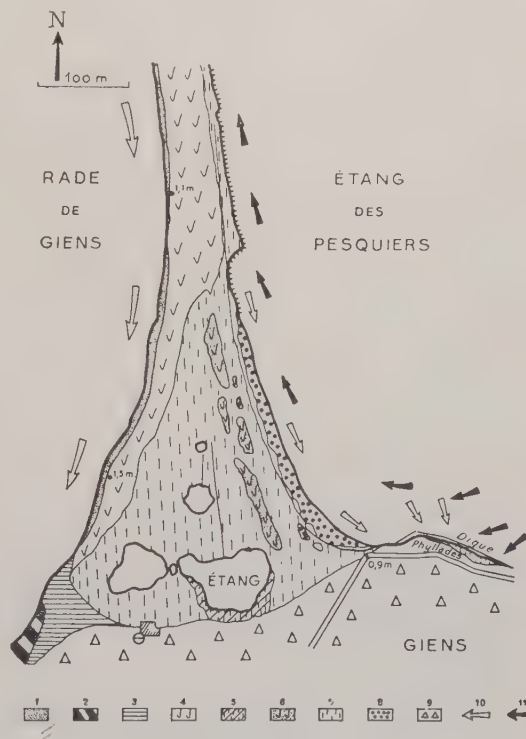


FIG. 35. — Embase sud du tombolo occidental de Giens.

des étangs (fig. 35, 6). Cette ligne de dunes donne un chapelet de « montilles » sableuses, mal fixées par la végétation de l'Ammophiletum, émergeant des vases sableuses.

Ainsi, la déflation des vents Nord-Ouest (mistral) amaigrit ces vestiges, tandis que la dune du front de mer, alimentée par le transfert, peut, en certains endroits, gagner sur les plates-formes à Salicornes ou sur les « sansouires ».

A l'Est, vers l'étang des Pesquiers, les marais à Salicornes régressent par suite de l'érosion due aux clapots et aux courtes vagues de vent d'Est. A l'embase sud du tombolo, le colmatage d'un cordon coquillier assure une certaine protection (fig. 35, 8).

Les orages alimentent les étangs, qui peuvent alors communiquer entre eux; les apports torrentiels venant des reliefs de Giens entraînent des sables et une blocaille de quartz qui tend à colmater l'étang situé le plus au Sud (fig. 35, 5). Les granulométries mettent ces fluctuations en évidence.

L'enracinement de ce tombolo présente donc une évolution complexe :

— d'une part, la dune occidentale du front de mer est fixée et, parfois même, en progression sur le marais, tandis que s'érodent les micro-falaises de limons post-flan-driens et l'éboulis de piedmont;

— d'autre part, du fait de la déflation et de l'extension des plates-formes à Salicornes (« enganes »), l'ancienne ligne de dunes régresse vers l'étang des Pesquiers;

— enfin, la partie nord du tombolo occidental s'érode rapidement sous l'effet de l'élévation de niveau de l'étang des Pesquiers, consécutive au vent d'Est. A l'embase sud du tombolo, cette érosion est compensée par le colmatage dû à un petit transfert le long de l'étang.

La partie sud et les étangs du tombolo sont protégés des vagues de mistral par le front des dunes occidentales.

Le prolongement de l'ancienne dune sous les « enganes » montre, qu'à l'origine, l'embase sud du tombolo occidental formait elle-même un double tombolo : le tombolo le plus occidental (dunes actuelles) s'étant récemment développé aux dépens des anciennes dunes et isolant du front de mer une lagune. Ainsi se reproduit, en petit, la formation de l'étang des Pesquiers.

Les trois petits étangs actuels sont les vestiges de cette ancienne lagune.

L'extension des tombolos vers l'Ouest paraît un phénomène général, à Giens, où des lignes de dunes enrichies par le matériel marin (comme l'attestent les granulométries et l'étude morphoscopique), compartimentent une vaste lagune.

L'évolution se poursuivant vers l'Ouest, les dunes isolèrent une partie de la lagune et le tombolo occidental délimita l'étang des Pesquiers. Ce tombolo lui-même était double à son embase sud et isolait à son tour une petite lagune.

Il apparaît que le tombolo oriental, le plus important, s'est formé le premier. Les sondages montrent un grand cordon littoral enfoui sous de larges dunes, de l'Estanci au Ceinturon.

A l'Ouest, un tombolo subsidiaire se formait par la suite. L'évolution de ce dernier reproduit, à une moindre échelle, l'évolution du grand tombolo lui-même. D'après les documents, il semble que les phénomènes observés actuellement aient été amorcés à partir du XVII^e siècle.

III. — LA FORMATION DES TOMBOLOS DE GIENS

Il est maintenant possible d'essayer d'expliquer la formation *du* tombolo de Giens, puis l'évolution *des* tombolos. La théorie classique ne peut donner, à elle seule, une explication satisfaisante si on considère le détail des phénomènes sédimentologiques et les renseignements apportés par les sondages.

Au post-tyrrhénien, un herbier de Posidonies, beaucoup plus important que l'herbier actuel, recouvrait les fonds et les échancrures littorales correspondant à la rade de Giens et à la baie d'Hyères. Un isthme de grès permien formait une dalle reliant le massif de Giens au continent. Le niveau de la mer était, *au moins*, inférieur de 70 m par rapport au plan d'eau actuel.

Une forte érosion consécutive à l'abaissement du niveau de base fut, en grande partie, responsable de l'aplanissement de Giens. Des éboulis de piedmont issus des reliefs de la presqu'île et de Costebelle recouvrirent l'isthme « permien ».

Au cours de la transgression flandrienne, l'isthme fut entièrement immergé et balayé par les vagues et les dérives issues des vents de l'Est et du Nord-Ouest. De telles conditions ont rendu possible l'érosion des grandes mattes par un système de chenaux analogue à celui observé dans la baie du Brusc. Ces ablations se traduisent par ailleurs en des accumulations, des banquettes de débris de Posidonies, des galets et des sables coquilliers.

Actuellement, les banquettes importantes présentent 25 m de large et plusieurs mètres d'épaisseur (l'Estanci, Gouringout, etc.). A Giens, ces formations devaient être beaucoup plus importantes et vraisemblablement comparables à celles de la Punta d'Alga, en Sicile, près de Marsala. La contribution des herbiers a été prépondérante dans cette sédimentation; tous les sondages ont rencontré en abondance des débris de souches et de feuilles de Posidonies. Les houles et les vagues de Nord-Ouest et d'Est, alternant leurs effets souvent antagonistes, contribuèrent au dépôt des cordons de sable et de galets qui furent les premiers tombolos de Giens.

Des lagunes furent ainsi isolées de la mer. La rupture et la migration des cordons littoraux continuèrent à modifier la topographie durant le Flandrien. Le colmatage fut particulièrement important dans le thalweg surcreusé du Gapeau.

A la fin du Flandrien, le niveau de la mer se fixe et l'établissement d'un niveau de base néolithique amène la formation du premier grand tombolo par un cordon littoral long de 8 km, de l'Estanci au Ceinturon. Ce cordon est, par la suite, surmonté d'une dune continue dont les vestiges demeurent visibles aux « levées du Ceinturon ». Au débouché du Gapeau, les basses terrasses sont enfouies sous une « nappe » de limons.

Vers l'Ouest, un cordon littoral isole la lagune qui donnera l'étang des Pesquiers. Les sondages marquent les vicissitudes de ces cordons. A une époque plus récente, la topographie se stabilise; l'action des transferts colmate les herbiers de l'Estanci et de la Madrague.

Sur le cordon occidental s'installent les dunes; ainsi s'individualise le nouveau tombolo. Ce dernier isolera à son tour une petite lagune près de l'embase sud, après le dépôt des limons historiques post-flandriens.

A l'époque romaine, le tombolo double formant la presqu'île de Giens paraît indivi-

dualisé (itinéraire d'ANTONIN). L'évolution actuelle tend à réduire la partie moyenne du tombolo occidental. Cependant, le développement des salines stabilise les rives de l'étang des Pesquiers (compartimentage artificiel du plan d'eau réduisant les effets de la dénivellation due au vent). Des ablations locales s'observent au Nord de la Capte, tandis que s'engraisse rapidement l'embase sud du tombolo oriental. Dans un proche avenir, l'étang des Pesquiers sera entièrement aménagé en salines, comme l'étang de Fabrégas.

CHAPITRE VIII

LE RÉGIME DES PLAGES

SOMMAIRE

L'ACTION DES HOULES.....	82
Houles de Mistral : NW et N-NW : plages exposées, zones abritées (p. 82). — Houles de vents d'Est : E, NE et SE (p. 84).	

L'évolution sédimentaire du littoral résulte d'actions complexes. Aussi faut-il isoler les principaux facteurs, et, au départ, étudier les cas les plus simples, dans la mesure où cela est possible. Les cas complexes seront envisagés ensuite. Il n'est pas possible d'exposer ici toutes nos observations. Il semble préférable de se limiter à des cas très nets, en petit nombre, tout en tenant compte des formes de transition et de la répartition géographique.

I. — L'action des houles.

Le stock sableux littoral est l'objet d'actions se ramenant à deux types : ablation et sédimentation. On sait que ces actions demeurent sous la dépendance étroite du régime des vents.

I. — LES HOULES DE MISTRAL : NW ET N-NW

a) FORTES HOULES DE MISTRAL : PLAGES EXPOSÉES. — Leur durée est variable : un jour, trois jours ou six à neuf jours. Elles peuvent être violentes (mer agitée, quelquefois très agitée).

Pour les plages orientées Est-Ouest où le vent souffle de terre, on assiste à un léger remblaiement (Font-Sainte, formation de banquettes de *Posidonies* au Liouquet, près des Lecques). Sur la haute plage, la déflation éolienne donne de longs sillons d'érosion orientés NNE-SSW. Ces sillons ont été observés dans les dunes fossiles prélandriennes (grès des Lecques, de Sanary). Le matériel sableux des hautes plages peut colmater le marais en arrière des dunes (Les Lecques, Gouringout, Lavandou). La déflation ne peut s'exercer sur la partie humectée du sable, près de la ligne de déferlement. Sur les plages les plus exposées, à proximité des affleurements de conglomérats, se forment des cordons

de galets. Ces derniers peuvent s'imbriquer avec des amas de feuilles de Posidonies formant de véritables « banquettes ».

Des tempêtes successives de mistral peuvent ainsi s'enregistrer et provoquer des accumulations importantes. A Port-Cros (la Palud), on observe plusieurs banquettes emboîtées et mêlées à des cordons, correspondant aux années 1952 et 1953. A Giens, j'ai vu se former une « banquette » de feuilles de Posidonies, mêlées à quelques galets, en l'espace de trois ou quatre jours. A Porquerolles, chaque « coup » de mistral correspond à la formation d'une banquette dissymétrique suivant la propagation d'un transfert local. En effet, les feuilles de Posidonies sont facilement transportées par les vagues obliques du fait de leur légèreté et de leur surface portante. Ainsi, des transferts colmatent les criques « au vent » de la plage. Une sélection granulométrique dans les sables et les granules du cordon littoral accompagne ce phénomène. De plus, les actions précitées peuvent s'inverser rapidement avec le régime des vents (quelques heures).

Lorsque « tombe » le mistral, une houle modérée suffit à disperser lentement le cordon sableux et la banquette, mais chaque reprise de ce vent peut être marquée par un nouveau cordon. A Font-Sainte (baie de La Ciotat), deux cordons formés en 1953 recouvrent un cordon de 1951. Aux Lecques, les reprises du mistral donnent des cordons de sables bulleux et les débouchés des ruisseaux sont obstrués. Il en est de même sur les plages des Maures (Saint-Clair, Cavalière et Cavalaire).

A Marseille (plage du Prado), le mistral donne des vagues très obliques déferlant sur la plage. L'ablation peut être importante, ainsi que le montrent mes piquets-repères. Lorsque le vent « tombe », la houle peut former de grands croissants de plage d'une largeur atteignant parfois 14 m. A Porquerolles (grande plage), on observe un certain « équilibre » en l'absence de houle, parfois une légère dispersion. De fortes vagues de mistral y donnent une érosion des cordons et des croissants de plage. De 2 heures à 10 heures du matin, le vent « force » en tempête et la plage s'enrichit en amas sableux empruntés aux petits fonds et rejetés sur le rivage. Sur la plage de Porquerolles, durant les fortes vagues du matin, la ride s'éloigne vers le large par augmentation de la zone des turbulences et le sillon pré littoral se colmate. Puis, le vent « tombe » et les vagues modérées peuvent donner une légère dispersion au large. Comme le montrent A. RIVIÈRE et S. VERHNET à Giens (1953), les croissants de plage (beach cusps) se forment si le vent cesse, au moment où la houle reste encore forte.

Souvent, les vagues obliques donnent de petits transferts locaux, comme nous l'avons montré au chapitre VII. Les vagues de mistral érodent la partie nord des plages et sédimentent la partie sud (Brégançon, cap Bénat). Au Lavandou et à la plage de Gau, le vent de terre (mistral) engraisse la plage, mais cette action peut être masquée par le transport éolien du sable faisant suite aux déflations. En effet, des « nuages » de grains de sable rasant l'avant-plage et le sédiment est rejeté dans le sillon pré littoral. Par forte tramontane (N), on observe un rapide transfert du Nord au Sud. Les houles de mistral peuvent se réfracter sur les pointes (pointes de Gau et de Gouron) : de petits « crochons » de réfraction se forment.

b) CAS DES HOULES MODÉRÉES EN ZONE ABRITÉE. — Les actions de colmatage paraissent plus importantes que dans le cas précédent. Le dépôt des « banquettes » de feuilles de Posidonies et leur érosion rappelle souvent la formation des cordons et des croissants de plage.

Les accumulations de feuilles sont maxima à l'automne, mais se continuent durant l'hiver. Chaque tempête est marquée par une banquette et les lits successifs s'accumulent ou se ravinent (les discordances sont souvent marquées par des intercalations de galets). De véritables croissants de feuilles de Posidonies peuvent se former, avec leurs caractères morphologiques.

L'érosion de la banquette s'effectue par arrachement des paquets de feuilles ou par sapement à la base. Des fragments de banquettes s'éparpillent dans l'eau et les feuilles dispersées suivant la houle oblique se déposent à l'extrémité « au vent » de la plage ou de la crique. Au bord immédiat de la banquette en voie de destruction, l'eau et le sable ont une couleur brune provenant du tanin des feuilles de Posidonies. Les feuilles s'imbriquent parallèlement au déplacement latéral le long du rivage. Une « suspension » de feuilles s'observe au bord d'attaque des banquettes. Ce mélange, par sa viscosité, offre une *zone d'amortissement* efficace.

Les rouleaux de déferlement, déjà freinés au passage de la ride littorale, peuvent être totalement amortis au voisinage de cette zone particulière. Cette bordure où s'amortissent les houles longe la banquette en voie d'érosion. Sur le fond, l'écoulement tend vers un régime laminaire, les mouvements du swash et du backswash y sont parfois difficilement discernables.

Ainsi, la destruction de la banquette conditionne la formation d'une zone d'amortissement qui, à son tour, protégera les vestiges de la banquette jusqu'à la formation de nouvelles accumulations (cordons ou autres banquettes). A Giens et à Sanary, j'ai observé sept banquettes imbriquées, parfois accompagnées d'une zone d'amortissement de 20 m de large. Des dépôts de sables bulleux peuvent accompagner les banquettes (Fabrégas, Saint-Elme).

Les sédiments résultant de l'ablation littorale se déposent dans les petits fonds. A Fabrégas, on observe une couche de suspensions formant une pellicule dense de 10 cm d'épaisseur, contre le fond (houle nulle ou modérée). Si le vent « force », la mise en suspension devient générale pour la tranche d'eau.

II. — LES HOULES DE VENT D'EST : E, NE ET SE

L'orientation des plages et des criques a une importance considérable. En effet, le schéma d'une côte rectiligne, d'orientation Est-Ouest, est très rarement réalisé. L'action des vents dominants, des vents d'Est en particulier, est fonction de la topographie littorale. D'intéressantes indications sont données par la répartition des banquettes de Posidonies et le classement granulométrique des cordons.

Le vent venant de la mer donne, le plus souvent, une « houle » oblique érodant activement la plage (La Ciotat) : les banquettes déposées lors des vents de mistral des jours précédents peuvent être dispersées en vingt-quatre heures, même si leur épaisseur atteint 1,60 m. L'ablation concerne aussi le stock sableux, mais elle est souvent ralentie, voire arrêtée, par la formation d'une zone d'amortissement contre les vestiges de la banquette.

Si le vent tombe, au soir, il peut se former, dans la nuit, une ligne de croissants de plage à la surface desquels on trouve des feuilles de Posidonies *usées* par les frottements mutuels dans la zone d'amortissement.

En fait, le bilan des plages soumises à l'action d'une houle oblique se solde par un déficit en dépit des actions compensatrices de la zone d'amortissement et de la formation des croissants de plage. Cependant, l'équilibre est le plus souvent rétabli par les apports latéraux et les stocks des tempêtes.

Lorsque le vent d'Est souffle de terre, comme c'est le cas pour la plage des Lecques, des cordons de sable bulleux se déposent accompagnés de petits galets. Il en est de même à Marseille, à Bandol (la Gorguette), à Sanary (Gouringout), etc.

CHAPITRE IX

LA DISPERSION DES SÉDIMENTS

SOMMAIRE

I. — BAIE LARGEMENT OUVERTE : LA GORGUETTE, A BANDOL : SILLON PRÉLITTORAL, RIDE LITTORALE, ZONE AU LARGE DE LA RIDE	85
II. — CRIQUE RELATIVEMENT ABRITÉE : PORT-ISSOL A SANARY	86
III. — CAS COMPLEXES.....	87
CONCLUSIONS	88

En Provence, le mistral et la tramontane présentent des sautes brusques, souvent violentes. D'autre part, l'orientation des baies et des criques conditionne le bilan sédimentaire des plages. On étudiera ici le cas le plus général où le mistral, par exemple, *souffle de la mer*. Son action se traduit par un amaigrissement de la plage. Nous choisirons comme exemples les plages de la Gorguette (Bandol) et la crique de Port-Issol (Sanary).

I. — Baie largement ouverte : la Gorguette à Bandol.

A partir du talus littoral, on observe un sillon pré littoral, suivi, vers le large, d'une ride sableuse.

1° SILLON PRÉLITTORAL. — Dans cette cuvette allongée, parallèle à la côte, l'agitation est particulièrement importante. Les ripple-marks sont imbriquées et irrégulières. La densité des suspensions s'accroît vers le rivage. Sur le fond, les sédiments s'éloignent et se rapprochent alternativement du talus; le mouvement résultant a pour effet de les en éloigner. Le déferlement des vagues, amorcé dès la crête de la ride, se continue vers le rivage. Cette zone est le siège de tourbillons, surtout le long de la retombée littorale de

la ride. Ces derniers sont à axes horizontaux; on observe aussi des transports ascendants remontant les sables vers la surface. Le transport des sédiments s'effectue surtout le long du fond; une grande quantité est mise en suspension, transportée vers la ride, c'est-à-dire vers le large.

2° LA RIDE. — Le déferlement des rouleaux commence à cet endroit. Les frottements contre le talus de la ride interdisent la formation des ripple-marks. En effet, aux abords de la crête de la ride se manifestent les arrachements de sable. Ce dernier se déplace vers le large par saltation ou par traction le long du fond en formant une « lame » de quelques centimètres d'épaisseur. Au niveau de la ride commence la zone de *turbulence maximum*. Les vagues cèdent par frottement une grande partie de leur énergie. La surface d'arrachement est la crête de la ride et le sommet du versant au large de cette dernière.

3° ZONE SITUÉE AU LARGE DE LA RIDE. — La houle se fait régulièrement sentir jusqu'à une profondeur de quelques mètres. A —2 m, lors du passage des trains de vagues les plus importants, tous les sédiments, le long du fond, sont remis en mouvement et se déplacent par saltation suivant les balancements de la houle. Lorsqu'à cet endroit le maximum d'agitation est passé, les sédiments se dirigent vers le large suivant des directions préférentielles perpendiculaires aux ripple-marks; de légers chenaux sont ainsi déterminés le plus souvent. Les troubles suivent le fond et donnent des bandes étirées, rectilignes, perpendiculaires en général à l'axe des trains de vagues. A cet emplacement, les ripple-marks se régularisent, deviennent parallèles; elles s'infléchissent souvent au voisinage des chenaux correspondants au retour des sédiments vers le large.

II. — Crique relativement abritée : Port-Issol (Sanary).

Les rouleaux déferlent obliquement sur le fond de la crique. A partir de la ride commence la zone de turbulence maximum. Les suspensions sont les plus denses entre la grève et la ride; on y trouve les ripple-marks imbriquées. Au-delà de la ride, le fond s'abaisse très progressivement et on passe à la zone des ripple-marks régulières. Ce passage est progressif à partir de la zone de frottement maximum des rouleaux, c'est-à-dire du sommet de la ride. Généralement, les ripple-marks sont parallèles à la direction d'allongement des rouleaux.

De —1,5 à —3 m, les sédiments sont l'objet du balancement de la houle et la résultante tend à les entraîner vers le large. Sur le fond, ce déplacement s'effectue par des chenaux entaillant de 20 cm le réseau des ripple-marks. Leur longueur est de plusieurs dizaines de mètres; espacés de 1,5 à 0,40 m, ils forment une suite de vallonnements parallèles.

Les chenaux sont orientés obliquement par rapport à la direction des ripple-marks et font avec cette dernière un angle de 140°. Vers le large, les chenaux s'observent encore à plusieurs mètres de profondeur. Ainsi, les grains de sable se déplacent vers le large par saltation. Ils empruntent l'axe des chenaux et on peut observer le déplacement continu du sable par traction. Tous ces mouvements suivent la période de la houle.

Ces observations *directes* effectuées au moyen de plongées montrent la réalité et l'importance des actions des courants de retour (undertow). Ces courants exercent une

indéniable action d'entraînement au large des sédiments. Il est remarquable qu'une action localisée, liée aux détails de la topographie littorale, suffise à déclencher le phénomène (J. BLANC, 1952).

Les observations sont loin de se limiter aux deux exemples cités : on retrouve ces phénomènes à la Londe-les-Maures, à Porquerolles, aux Sablettes, à Sormiou, dans le Sud de la Corse, à la Cala di Paragnano, près de Bonifacio.

III. — Cas complexes.

La plage des Lecques, par mistral, présente des modalités dues, principalement, à la présence d'une double ride. Les rouleaux arrivent sur la grève considérablement amortis. La ride la plus proche du rivage montre une zone d'arrachement et les rouleaux y cèdent le reste de leur énergie. Le fond est sans cesse remanié et les ripple-marks ne peuvent se former.

Par mistral, les sables en suspension se déplacent vers le large suivant les processus précités. Ils aboutissent au sillon situé entre les deux rides. Ce sillon « *inter-rides* » est le siège de tourbillons irréguliers et la densité des suspensions demeure élevée. On observe la formation passagère de ripple-marks irrégulières et imbriquées. Les sables provenant de la ride la plus proche du rivage sont immédiatement repris par les tourbillons et se dirigent ensuite vers la ride au large (deuxième ride).

La ride au large est aussi une zone d'arrachement, car la crête est le siège des frottements des premiers rouleaux. Cette ride correspond au début des déferlements qui se continueront jusqu'au rivage. L'arrachement peut être très violent sur cette ride et des repères montrent un remaniement du fond de quelques centimètres au passage des rouleaux les plus importants. Des accalmies relatives s'observent entre les gros trains de vagues; la dispersion se continue régulièrement vers le large par le déplacement global des suspensions et par migration d'une pellicule sableuse traînant sur le fond. Au-delà de la deuxième ride, la pente, au large, montre, à partir de —2 m, le passage très régulier à des ripple-marks imbriquées. Ceci se poursuit jusqu'à plusieurs mètres de profondeur.

L'action de la houle se manifeste par le balancement régulier des sédiments sur le fond. Au cours de plongées, on observe une sélection des minéraux dans les ripple-marks.

Dans quelques cas, la zone profonde du talus au large (ripple-marks imbriquées) présente des chenaux identiques à ceux de Port-Issol. Il en est de même sur certaines plages, près de Toulon (la Garonne).

A la Garonne (le Pradet), la ride est très large (12 m) et, par mistral, elle émerge presque. Sur ce large « platier », l'arrachement est très brutal. Les sédiments sont rapidement déplacés au large par suspension, et surtout par traction. Le talus au large de la ride de la Garonne montre des ripple-marks grossièrement parallèles à l'axe des trains de vagues. Les troubles progressent vers le large par de petits chenaux parallèles espacés de 0,50 m. Ce réseau recoupe obliquement les ripple-marks. L'ensemble présente une trame losangique comme à Port-Issol. Les chenaux s'estompent à partir de —2 m. A une profondeur plus grande ne subsistent plus que les crêtes de sable et ces dernières conservent parfois la trame losangique du réseau.

CONCLUSIONS

Les observations montrent un mécanisme particulier de la dispersion au large des sédiments sableux sur les plages en voie d'amaigrissement. Généralement, le vent « vient de la mer » et les vagues obliques entraînent de petits transferts.

La dispersion se fait par éloignement du sable. Ce déplacement s'effectue par saltation ou par traction dans un système de *chenaux obliques*.

Ces réseaux sont en rapport avec la migration des rides littorales et le profil des plages. Les courants de retour au large, sur le fond, peuvent être assimilés à une forme de l'undertow.

On a pu distinguer des modalités dans les baies abritées ou les plages largement ouvertes.

CHAPITRE X

ÉROSION DU FOND, « RIP-CURRENTS » ET DÉPLACEMENTS EN « CARDIOÏDE »

SOMMAIRE

I. — EROSIONS ET CHENAUX DANS LES HERBIERS A CYMODOCÉES; HERBIER DU CEINTURON A GIENS.....	88
II. — EROSION DES HERBIERS PRÈS DES PLAGES : HERBIER DE LA PLAGE DES LECQUES ET DE LA PLAGE DE SANARY	89
III. — RIP-CURRENTS : EXEMPLE : GIENS.....	91
CONCLUSIONS	92

Les recherches dans les criques et les calanques (chap. VIII) montrent que les déplacements des masses d'eau « en cardioïde » restent liés à la présence de vagues obliques. Des variations intéressantes s'observent sur les plages et sur les herbiers avoisinants. Le retour au large sous la forme d'un déplacement en « cardioïde » peut être assimilé, quelquefois, à une forme particulière de « rip-currents ».

I. — Erosions et chenaux dans les herbiers à Cymodocées.

L'herbier à Cymodocées de Giens ne forme pas une matée, mais une pelouse plus ou moins dense. A 150 m du rivage, la plage du Ceinturon présente une pente très douce, de —1 à —2 m. Le fond est caractérisé par des ripple-marks régulières faisant place graduelle-

ment aux ripple-marks imbriquées. A -2 m, apparaissent les premières Cymodocées disposées en un réseau lâche. Nous avons observé la même succession à Porquerolles. Vers -3 m, la houle continue à se faire sentir sur le fond, les ripple-marks disparaissent. A 300 m du rivage commence la pelouse dense à Cymodocées (fig. 36).

Cette pelouse est brusquement accidentée de tombants à-pics de $1,5$ à 2 m. A une profondeur de 5 m, le fond des chenaux montre de larges ripple-marks de type « anti-dunes », parallèles, dissimulées sous des amas de feuilles mortes de Cymodocées. Les tombants sont parfois en surplomb et leur fond est caractérisé par un sable coquillier grossier, comme dans les intermattes. Ces chenaux peuvent être larges de plusieurs mètres; ils sont sensiblement rectilignes.

Cette structure n'était pas sans analogies avec les faits observés dans les calanques

PLAGE DU CEINTURON (GIENS)

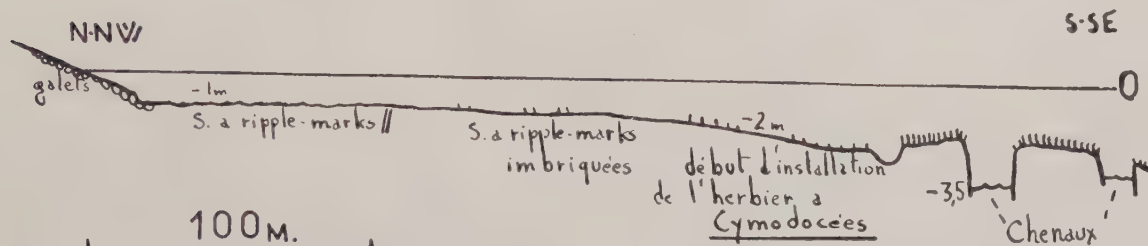


FIG. 36. — Plage du Ceinturon, à l'Est de Giens.

ou les baies abritées. Cependant, il n'y avait pas de croissance verticale intervenant pour compenser l'érosion du fond, car l'herbier à Cymodocées ne forme pas une mat, mais une « pelouse » superficielle.

Lors des « gros temps », des vagues obliques déferlent sur le littoral de Giens. Je m'étendrai, à la fin de ce chapitre, sur la question des « rip-currents »; cependant, le déplacement au large s'effectue sur toute la tranche d'eau et l'érosion du fond est active suivant le tracé des « rips ». Or, on constate que les chenaux creusés dans les pelouses à Cymodocées correspondent à ces zones « de retour » et, par conséquent, sont le siège d'importants courants sur le fond. Le tracé de ces courants correspond, à Giens, au schéma des rip-currents donné par SHEPARD plutôt qu'à une « cardioïde ». Il n'en est pas toujours de même pour les autres plages du littoral.

II. — Erosion des herbiers près des plages.

Il s'agit de matts à Posidonies émergeant au voisinage d'une plage largement ouverte aux vagues obliques. Nous choisirons deux exemples : la plage des Lecques et la plage de Sanary.

1° PLAGE DES LECQUES. — R. MOLINIER et J. PICARD ont observé, à la plage des Lecques et à Sanary (1952), la présence d'une avancée de l'herbier légèrement dissymétrique par rapport à la normale menée au milieu de la plage. Cette avancée de l'herbier

s'étend presque jusqu'à la grève, elle interrompt les rides et le sillon pré littoral (fig. 37). La présence de cette avancée avait été attribuée par ces auteurs à l'action de courants tourbillonnants au fond des baies (réflexions et réfractions des houles sur les points rocheuses). Aux Lecques, la banquette s'étend face à la « langue » correspondant à l'avancée de l'herbier, contre la portion érodée.

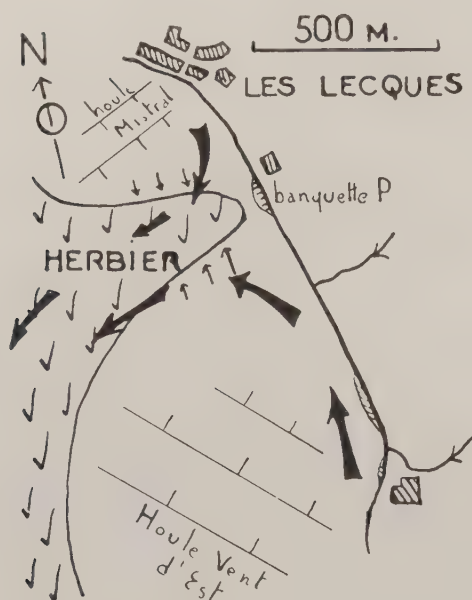


FIG. 37.

FIG. 37. — Herbier de la plage des Lecques (Var).

FIG. 38. — Herbier de la plage de Gouringout, à Sanary (Var).

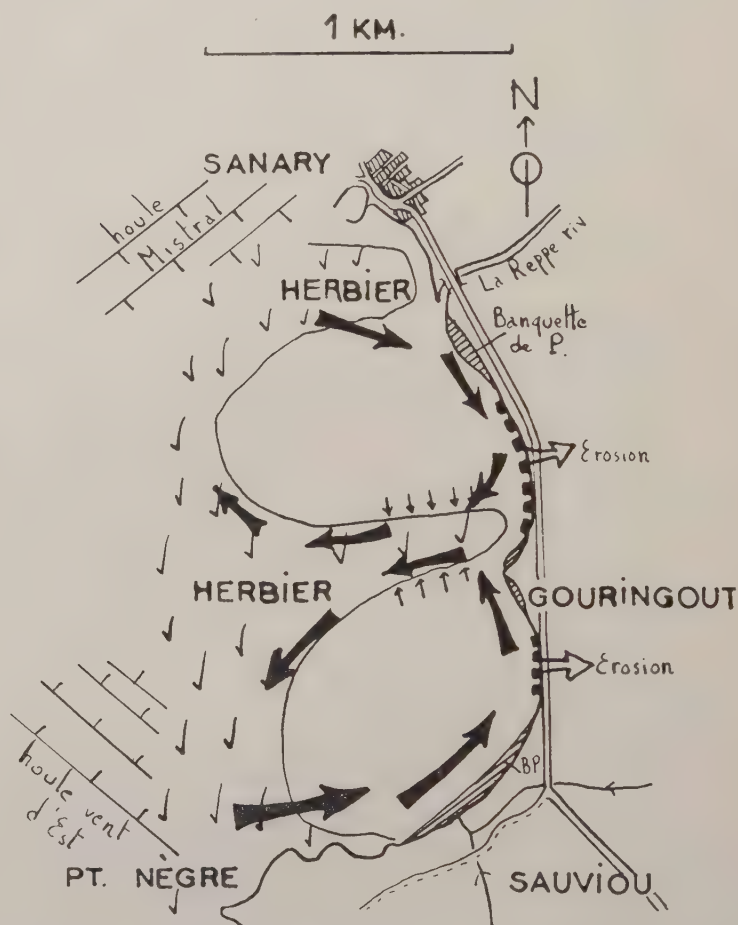


FIG. 38.

2° PLAGE DE SANARY (Gouringout). — PICARD et MOLINIER avaient remarqué, en 1952, une correspondance entre la zone de rencontre des houles directes et réfléchies et la présence d'une avancée de l'herbier à Posidonies. A une profondeur de 0,30 m, une matte presque émergée borde la grève, à quelques mètres de la plage (fig. 38). Cette avancée de l'herbier est dissymétrique par rapport à l'axe normal de la plage; cette particularité est liée à l'obliquité des vagues incidentes. J'ai constaté des faits analogues en Corse, près de Bonifacio.

A Sanary, l'avancée de l'herbier entre en contact avec une petite flèche sableuse bordée de banquettes (fig. 38). De part et d'autre de cette flèche, on observe une zone érodée. Cette érosion a pour effet l'entaillement latéral de la matte et la régression de

l'herbier près du littoral. Sur la plage, l'alimentation de la flèche est en relation avec le haut-fond correspondant à la matte. Les petits transferts latéraux issus des vagues obliques modifient temporairement le tracé de cette flèche. Le cheminement latéral peut s'inverser avec l'orientation du vent dominant.

La turbulence est considérable près du tombant et au voisinage de l'avancée de la matte. A cet endroit, le retour au large de l'eau se traduit par un courant assez rapide entraînant du sable, des débris de Posidonies et même de petits galets. Le mouvement de l'eau décrit une « cardioïde » et ramène une partie de ce matériel vers le rivage, ce qui a pour effet d'engraisser la flèche (formation de banquettes). De part et d'autre de la

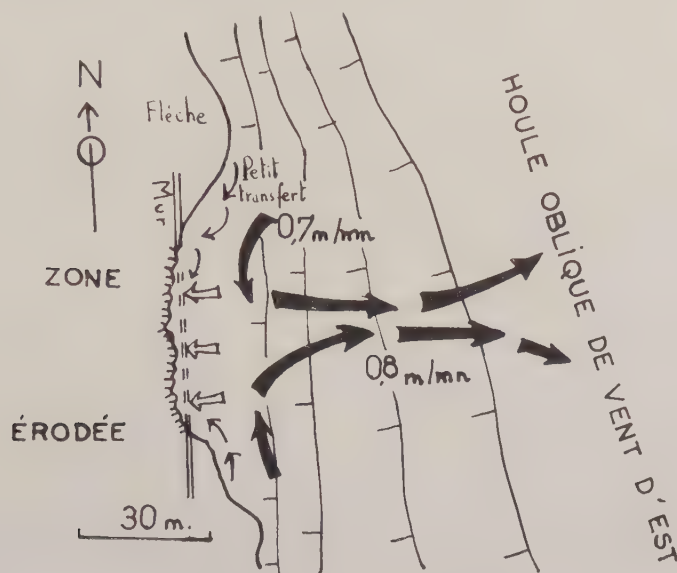


FIG. 39. — Schéma d'un rip-current au tombolo Est de Giens.

flèche, on suit le déplacement latéral de l'eau convergeant vers l'avancée de la matte. Ces zones correspondent à l'affouillement du littoral. L'ablation paraît rapide, certains secteurs de la plage ont été entièrement érodés.

Ainsi, les zones en voie d'érosion se trouvent de part et d'autre de l'axe de retour au large suivant le schéma de la « cardioïde ».

III. — « Rip-currents » : exemple : Giens.

Les fortes vagues obliques (vent d'Est) provoquent l'engraissement de petites flèches. Un cheminement latéral se poursuit le long du tombolo oriental des Giens. Au Nord de la Capte, on observe des zones d'érosion rapide. Ces zones sont localisées à de petits secteurs de quelques centaines de mètres, en net recul et souvent encadrés de petites flèches (fig. 39). Face à ce front d'érosion, on assiste, malgré le transfert latéral, la houle et le vent portant vers la terre, à un déplacement des masses d'eau vers le large correspondant à un maximum de turbidité (fig. 39).

Les flotteurs lestés montrent un déplacement latéral parallèle au littoral (transfert)

de l'ordre de 0,7 à 0,3 m/mn. Au niveau de la zone érodée, le retour au large se fait à la vitesse constante de 0,8 m/mn, malgré les rafales du vent et les vagues obliques. Ces « rip-currents » paraissent analogues aux déplacements vers le large décrits par SHEPARD en 1941. Ces déplacements sont perpendiculaires à la côte et alimentés par deux dérives littorales convergentes. J'ai noté des faits à peu près analogues sur la côte de Calabre.

A la Capte, la zone du « rip » (retour au large) a aussi 15 à 30 m de large, comme à la Jolla. Mais, à cet endroit, les courants sont très violents et provoquent un arrachement rapide du fond. Les « rips » correspondent aux zones de turbidité maximum et aux sillons d'amaigrissement.

CONCLUSIONS

Sur les plages, les déplacements des masses d'eau vers le large s'effectuent suivant deux modes :

1° Conformément à un tracé rappelant celui d'une « cardioïde » pour les plages exposées à la houle oblique où la présence d'un haut-fond (matte ou grès quaternaire) suffit à déclencher le phénomène.

2° Suivant l'orientation de « rip-currents » : la zone de turbidité et d'érosion maximum correspond alors au « rip » ou chenal de retour au large des masses d'eau.

Dans les deux cas, le retour se traduit par des érosions particulières sur les herbiers et certains secteurs des plages : formation de chenaux dans les pelouses à *Cymodocées*, érosion des mattes à *Posidonies* de part et d'autre des avancées de l'herbier émergeant.

CHAPITRE XI

L'ACTION DES TEMPÊTES

SOMMAIRE

I. — TEMPÊTES DE VENT D'EST : LE LAVANDOU : ABLATIONS, APPORTS.....	93
II. — TEMPÊTES DE MISTRAL : LITTORAL SUD DE LA NERTHE	94
CONCLUSIONS	94

Les grandes tempêtes concernent la totalité du littoral étudié, du cap Couronne à la côte des Maures. D'autre part, la presqu'île de Giens réalise la séparation entre deux domaines distincts : le golfe du Lion à l'Ouest et, à l'Est, le golfe de Gênes. Les influences rhodaniennes peuvent s'étendre à la baie de Marseille. Chacune de ces unités correspond à un régime de tempête particulier. Ces tempêtes peuvent se diviser en deux grandes catégories : les tempêtes de mistral-tramontane; les tempêtes de vent d'Est ou de Sud-Est. Toutes correspondent à une mer très agitée.

I. — Tempête de vents d'Est : le Lavandou

(septembre 1952).

J'ai dû renoncer à l'observation directe dans l'eau, car les rouleaux m'ont immédiatement rejeté au rivage. Cependant, j'ai pu reconnaître les profils de la plage avant et après la tempête.

Première phase : *ablation*. Elle concerne les petits fonds explorés durant les premières heures. Le vent d'Est « force ». Les gros rouleaux déferlent sur la plage. Les rides sont modifiées : élargissement de la zone de turbulence (ligne de troubles); arasement de la crête des rides; abaissement de la pente du talus au large des rides.

Dans le sillon pré littoral, le fond est complètement *remanié* sur une épaisseur d'au moins 20 cm. Dans ce sillon, j'ai été « bombardé » au passage par les galets projetés.

Au Lavandou, la ride la plus au large s'éloigne et disparaît. On voit une bande de troubles s'écarter du rivage. La ride la plus proche du littoral s'en rapproche au contraire et peut combler le sillon. A cet endroit, tout le matériel est remanié.

En fait, la première phase de la tempête se marque par un élargissement prononcé de la zone de turbulence entre les rides.

Deuxième phase : *apports*. Le plus souvent, on constate que le paroxysme de la houle correspond au moment où le vent commence à diminuer d'intensité. A ce moment, l'amplitude de la houle croît et on assiste à un colmatage rapide et important du rivage. Le matériel des rides et le sable issu des zones d'arrachement sont rapidement déposés sur le littoral où s'effectue le déferlement des gros rouleaux. Les plus grosses vagues envahissent la plage et pénètrent à l'intérieur de l'arrière-plage sur plus de 15 m en suivant le radier incliné de la grève. En Calabre, certaines tempêtes, près du détroit de Messine, donnent des cordons jusqu'à 25-30 m à l'intérieur de la plage.

L'inclinaison du radier de la plage conditionne l'amortissement des rouleaux et le dépôt du matériel en suspension. Si l'inclinaison du radier augmente, la grève peut être érodée, comme je l'ai constaté en Sicile (Milazzo). Une micro-falaise se forme alors et jalonne les points d'attaque. Au pied de ces derniers s'élargissent les tourbillons à axes horizontaux.

Il paraît possible de prévoir, théoriquement, une valeur critique de l'inclinaison de ce radier naturel à partir de laquelle commencent les phénomènes d'érosion. Nous n'avons point encore abordé cette étude qui paraît susceptible d'applications intéressantes concernant la défense des côtes en terrains meubles. Au Lavandou, cette inclinaison semble autoriser un remblaiement important. En quelques heures se forme un bourrelet de sable bulleux exhaussant la grève et la faisant parfois avancer de plusieurs mètres en une nuit.

J'insiste sur la formation nocturne de la plupart de ces colmatages. Au début de la nuit, le vent tombe généralement, tandis qu'une grosse houle persiste. Ainsi s'effectue en une nuit le colmatage du sillon pré littoral à la plage des Lecques.

Cependant, parfois aussi, cet apport augmente la pente du radier (bourrelets de sable) de déferlement et l'érosion reprend. Au Lavandou, les galets du sillon pré littoral ont été remaniés, arrachés et projetés sur le radier de déferlement. La totalité du matériel peut se déposer en quelques heures, souvent se forment des croissants de plage. D'autres galets, très émoussés ou très aplatis, ont été projetés de plusieurs mètres au-delà du cordon ainsi formé. Ces derniers, mêlés au sable apporté par la tempête, donnent un cordon continu, du côté de la terre, en arrière de la ligne des « cusps ».

Ces phénomènes ont été observés à la plage du Prado (Marseille), aux Lecques, à Bandol et à Sanary. En quelques heures, l'apport suffit à colmater le sillon pré littoral et à obstruer complètement le débouché des ruisseaux par un cordon de sable et de galets (exemple du Bataillet à la plage du Lavandou).

Après la tempête, la houle oblique de vent d'Est amène à nouveau une lente dispersion des sédiments vers le large.

Quelques variantes ont été abservées sur la côte sud de la Nerthe, par tempête de vent d'Est (octobre 1952). Au Verdon, on a vu un cordon sableux de *1,5 m de hauteur*, à crête très aiguë, se former en trente-six heures et relever ainsi la pente du radier de déferlement. Le débouché du ruisseau du Verdon a été temporairement obstrué. Une nappe d'eau envahissant l'arrière-plage s'étend contre les dunes et provoque l'affouillement des sables meubles à la partie occidentale de la plage.

II. — Tempête de mistral : littoral sud de la Nerthe.

On observe, *grosso modo*, les mêmes effets. On aboutit à un enrichissement généralisé des plages. Il faut insister sur la violence du mistral et de la tramontane dans ce secteur particulièrement rapproché du débouché de la vallée du Rhône. Le mistral et la tramontane balaient les plateaux dénudés de la chaîne de la Nerthe. Ils fonctionnent comme un vent de terre particulièrement puissant. Une forte houle de mistral ou de largade se réfracte sur les hauts fonds du cap Couronne.

Ces influences contribuent à accentuer le remblaiement des criques au cours des tempêtes de mistral. Les sables coquilliers forment des cordons et la banquette peut s'engraisser en toutes saisons. Les stocks déposés durant les tempêtes se dispersent très lentement et les cordons peuvent ainsi se maintenir plusieurs semaines.

CONCLUSIONS

L'action des grandes tempêtes, liées aux vents dominants, est marquée, au début, par un amaigrissement marqué des plages.

Le paroxysme de la houle correspond au début de la phase d'affaiblissement du vent. A ce moment-là, l'action des courants compensateurs diminue, puis cesse avec le vent.

Ainsi, de gros rouleaux colmatent les plages : cet enrichissement considérable est accompagné d'une érosion des petits fonds et des rides. Ces dernières s'éloignent du rivage par élargissement de la zone des turbulences. Elles peuvent même disparaître.

Les plages à pente faiblement inclinée résistent bien aux affouillements. Les accumulations de tempêtes peuvent former des cordons qui modifieront l'équilibre, d'où reprises locales de l'érosion.

L'équilibre, momentanément interrompu par les apports, tend à se rétablir après la tempête. Les houles dispersent les stocks accumulés et engraisent à nouveau les petits fonds et les rides.

TROISIÈME PARTIE

Sédimentologie sous-marine du plateau continental
de la Provence occidentale

CHAPITRE XII

LES PRINCIPAUX TYPES DE FONDS

SOMMAIRE

I. — LE DOMAINE DES SABLES COQUILLIERS : DE 0 A 50 M.....	96
Eboulis et talus détritiques sous-marins (p. 96). — Sables fins des calanques et des fonds de baies (p. 96). — Herbiers de Posidonies (p. 96). — Sables coquilliers au débouché des calanques (p. 97). — Vases à fibres de Posidonies (p. 98). — Vases gluantes au débouché des rivières (p. 98). — Concrétionnements organogènes : Mélobésiées libres, coralligène de plateau et d'horizon inférieur de la roche littorale (p. 98).	
II. — LE DOMAINE DES SABLES VASEUX : 50 A —110 M : SABLES VASEUX, VASES GLUANTES DE LA BAIE DE MARSEILLE, VASES A PETITS GALETS ET « FONDS DURS ».....	99
III. — LE DOMAINE DES SABLES COQUILLIERS DU LARGE : —100 à —200 M.....	104
IV. — ZONES PROFONDES ET LIMITES DU PLATEAU CONTINENTAL : BIOGÈNOSE DES CORAUX PROFONDS, VASES DES CAÑONS:.....	105
CONCLUSIONS	106

Nous résumerons ici les recherches effectuées par la Station marine d'Endoume, depuis cinq ans, sur le plateau continental de la Provence à bord du *Rédacteur Alexandre* et du *Triton*, puis, dès 1953, à bord du chalutier *Gyf* spécialement conçu pour les dragages jusqu'à 700 m de profondeur. Ce travail d'équipe se poursuit actuellement.

Les stations de prélèvements sont relativement nombreuses sur toute l'étendue du plateau continental, à Marseille, Cassis, La Ciotat et aux îles d'Hyères. En revanche, nous n'avons que peu de renseignements sur le banc des Blauquières, vaste plateau sous-marin au large de La Ciotat et sur le remplissage des cañons.

Dans les herbiers et les petits fonds littoraux (de —10 à —40 m), les dragages ont été souvent remplacés ou complétés par des observations directes en scaphandre autonome. Les profils des principales radiales ont été enregistrés au sondeur. Dans la baie de Cassis, j'ai utilisé les photographies aériennes afin de préciser l'extension des herbiers et des sables littoraux. Enfin, une documentation photographique en couleurs a été commencée.

Le repérage en mer a été effectué au sextant par la méthode des relèvements et des arcs capables. Après compensation et variation du compas de route, nous avons recoupé le plateau continental par des radiales et des transversales. Pour cela, on relève les amers ou les principaux sommets de la Provence (Marseilleveyre, Puget, Sainte-Baume, bec de l'Aigle, etc.). La méthode des alignements a été employée au voisinage de la côte.

D'une manière générale, de Marseille aux îles d'Hyères, le plateau continental présente une largeur souvent supérieure à 10 milles. Vers l'Est, ce plateau est entaillé par les cañons sous-marins de Cassidagne, de Sicié, de Toulon, de Porquerolles et des Stoechades.

I. — Le domaine des sables coquilliers (eulittoral) : de 0 à 50 m.

I. — LES ÉBOULIS ET TALUS DÉTRITIQUES SOUS-MARINS

Leur nature est variée. Elle dépend du substratum géologique : calcaires et molasses à Marseille et au cap Couronne, grès et poudingues à La Ciotat, calcaires à Marseilleveyre et à Puget, dolomies à la Nerthe et à Bandol, phyllades au cap Sicié et à Porquerolles, gneiss et micaschistes au cap Benat et à l'île du Levant, quartzites à l'île de Bagau, etc. Ce sont des galets et des blocs mêlés à des sables grossiers ou à des débris de coquilles. Parfois l'éboulement forme un chaos sous-marin grandiose, refuge des Mérours, Murènes et autres poissons « de roches ».

Au Grand Congloué, ces éboulis recouvrent en partie une épave antique chargée d'amphores ; au Devenson et au cap Canaille, les éboulements peuvent se poursuivre jusqu'à une profondeur de 40 m. A leur base et dans les surplombs, à l'ombre des chaos et grottes sous-marines, se développent les concrétionnements du coralligène. Ces formations ont été étudiées au chapitre I.

II. — SABLES FINS DES CALANQUES ET DES FONDS DE BAIES

Dans les baies de Marseille, Cassis, La Ciotat, Bandol, Hyères et le Lavandou, on observe des sables fins extrêmement bien classés (fig. 40 et 41). Des formations analogues ont été observées en Corse (Porto-Vecchio) et en Sicile. Elles correspondent généralement aux biotopes à *Solen* et *Venus*.

Toutes ces formations présentent des granulométries de sables de plages ayant été l'objet d'une évolution hydrodynamique poussée (courants de fonds compensateurs) à des profondeurs n'excédant pas quelques mètres. Tels sont les sables de la plage du Prado, à Marseille (chap. I). Il en est de même pour les sables des calanques, près des zones d'ablation des herbiers (chap. I et VIII) : Sormiou, En-Vau, Cala di Paragnano et Ventilegne, en Corse (Bonifacio).

III. — LES HERBIERS DE POSIDONIES

Nous n'insisterons pas sur l'importance sédimentologique des mattes de Posidonies. En Provence calcaire ou métamorphique, en Corse ou en Sicile, la matte est essentiellement constituée par un stock de débris de coquilles remaniées. Des triages locaux s'observent dans les chenaux d'érosion intermattes (chap. I et VIII).

IV. — SABLES COQUILLIERS AUX DÉBOUCHÉS DES CALANQUES

Des amas de sables coquilliers, par 30 ou 40 m de fond, ont été observés au débouché des principales calanques (Sormiou, Morgiou, En-Vau et l'Oule, Port-Miou). Ils forment des « bouchons » visibles sur les photos aériennes, en deçà de l'herbier dense.

Les sédiments dragués au débouché de toutes les calanques sont analogues, au point de vue granulométrique, aux sables coquilliers des mattes à Posidonies.

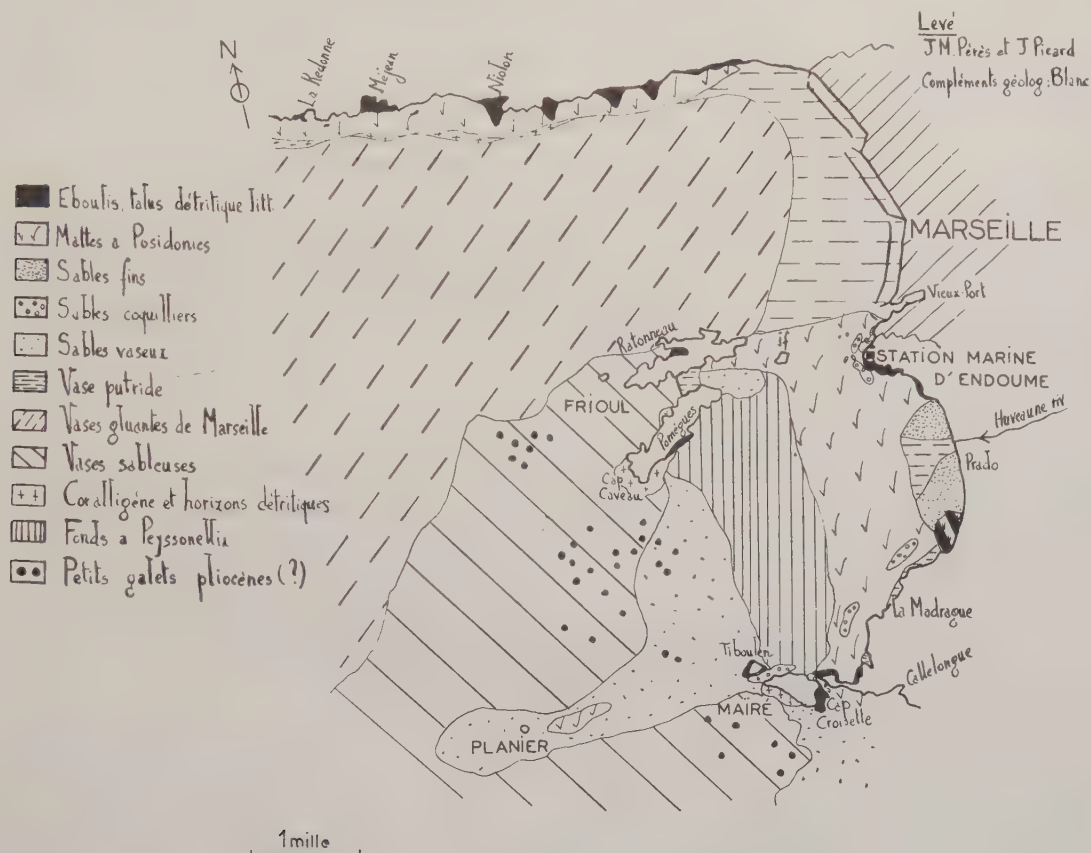


FIG. 40. — Baie de Marseille, principaux types de fonds.

J'ai montré (chap. VIII) que l'érosion des herbiers dans les calanques amène une régression de la matte suivant le tracé des courants compensateurs sur le fond. Les mattes sont entaillées par des chenaux et les « tombants », sapés à la base, reculent. Les matériaux entraînés vers le large par les courants compensateurs se déposent à l'entrée de la calanque où cesse le mécanisme hydrodynamique de l'undertow (J. J. BLANC, 1953).

Les sables et graviers coquilliers des entrées de calanques présentent le faciès granulométrique des mattes d'herbiers à Posidonies; l'usure et la sélection des grains y sont cependant plus poussées. J.-M PÉRÈS et J. PICARD ont montré que ces sables peuvent être l'objet de petits concrétionnements locaux dus aux Algues calcaires (1954). Vers le large, au-delà de —40 m, cette formation passe aux sables vaseux élittoaux.

V. — LES VASES A FIBRES DE POSIDONIES

J.-M. PÉRÈS a montré, en 1953, la présence d'accumulations de fibres nervurales de Posidonies mêlées à un sédiment sablo-vaseux dans les zones à l'abri des courants et des vagues obliques. Ces localités se caractérisent par des conditions hydrodynamiques exceptionnelles résultant de l'aboutissement de transports locaux en des zones calmes, à l'abri des caps (cap Croisette, pointe d'Escampobarieu, Giens et Brégançon). Les fibres rouies, accompagnées d'une certaine proportion de matières organiques, s'accumulent dans ces secteurs où règne une activité bactérienne importante. Le sédiment montre un faible degré d'évolution granulométrique.

* VI. — LES VASES GLUANTES AU DÉBOUCHÉ DES RIVIÈRES

Aux débouchés de l'Huveaune et du Gapeau se sédimentent des vases gluantes contenant une forte proportion d'hydrogène sulfuré. Leur granulométrie tend à les rapprocher des vases putrides de la Seyne ou du Vieux-Port, à Marseille. Il s'agit du produit de la décantation des troubles, éléments turbides colloïdaux ou précolloïdaux, des poudres, transportés par les cours d'eau ou les égouts (vases noires putrides au débouché du grand collecteur de Marseille, à Cortiou).

Les vagues obliques peuvent transporter ces éléments fins et ultra-fins sur plus de 3 milles : de l'anse de Cortiou aux abords du Grand Congloué. Au sud de Marseilleveyre, le développement de ces vases, depuis la construction du grand égout, amène la régression rapide de l'herbier à Posidonies. De même, des mattes « mortes » ont été retrouvées, par les scaphandriers, sous la vase portuaire, lors de la construction des docks de Marseille.

VII. — CONCRÉTIONNEMENTS ORGANOGÈNES

1° MÉLOBÉSIIÈES LIBRES. — J.-M. PÉRÈS, J. PICARD et P. HUVE ont étudié le développement des thalles calcaires ramifiés à partir d'un substrat généralement constitué par un grain de sable. Ce dernier est vite recouvert et englobé dans la masse de l'Algue. Ces concrétionnements s'étendent sur des fonds compris entre 20 et 30 m; ils correspondent parfois à des zones relativement calmes. Tels sont les « graviers » à *Lithothamnium calcareum*.

P. HUVE et J. PICARD ont étudié les conditions d'installation des *Peyssonellia polymorpha*. Ces algues lamelleuses sont contiguës sur le fond et y forment une mince pellicule. Au cours d'une plongée en scaphandre, J. PICARD a constaté que cette « pellicule » était située à la limite supérieure d'une suspension dense. Cette suspension paraît provenir des troubles issus de la fraction ultra-fine transportée par les rivières et les égouts. Comme pour les fonds à fibres de Posidonies, les influences hydrodynamiques locales jouent un rôle prépondérant : ces fonds à *Peyssonellia* correspondent, le plus souvent, à des zones de calme en profondeur. Les recherches sont en cours.

De tels concrétionnements « libres » ont été repérés dans le golfe de Marseille et au Nord de l'île Riou. Ils ont été retrouvés aux îles d'Hyères. Ils furent décrits pour la première fois près de Naples, entre Capri et Sorrente.

2° CORALLIGÈNE DE « PLATEAU ». — Ce sont des agglomérats de *Lithothamnium*, *Lithophyllum* et *Pseudo-Lithophyllum* formant des strates calcaires « renforcées » par une armature résultant de l'abondance des grands Bryozoaires, des *Serpulidæ* et divers autres organismes sécréteurs de calcaire (J.-M. PÉRÈS et J. PICARD, 1953 et 1955). Ces amas sont par la suite perforés et fragmentés par les *Cliones* et certaines *Polydora*. Souvent, « l'érosion biologique » de ces concrétions est supérieure à la vitesse de leur construction et il s'ensuit une évolution régressive aboutissant à des graviers coralligènes grossiers (2 à 4 cm de médiane).

Les dragages montrent que de tels graviers peuvent se consolider à nouveau sous l'influence d'Algues calcaires encroûtantes ou, encore, se disperser sous l'action des courants de fond (passes étroites entre les îles, zones de hard-grounds).

3° CORALLIGÈNE D'HORIZON INFÉRIEUR DE LA ROCHE LITTORALE. — Il s'agit de concrétionnements au pied des falaises (Devenson, Grand Congloué, cap Caveau), sur des roches immergées ou des épaves, vers —35, —40 m et dans les grottes sous-marines (Figuerolles, à La Ciotat). Ces fonds durcis peuvent avoir plusieurs mètres de puissance. Au pied des falaises du Cap Sicié, J.-Y. COUSTEAU a dynamité le calcaire coralligène sur plus de 2 m d'épaisseur sans atteindre la roche en place (phyllades). Au Grand Congloué, j'ai observé un talus coralligène de 3 m d'épaisseur sur une épave antique du II^e siècle avant notre ère, à une profondeur de 40 m (J. J. BLANC, 1953).

Ces calcaires construits accrochent les dragues et les filets; ce sont « les fonds vifs » des pêcheurs. Ils forment des bandes sous-marines sur les bordures littorales rocheuses et escarpées (Sud des îles Jaïré et Mairé, écueils des Impériaux au Sud de l'île Riou, îlots des Congloué, etc.). Ils ont été retrouvés à La Ciotat, au Sud-Est de l'île Verte.

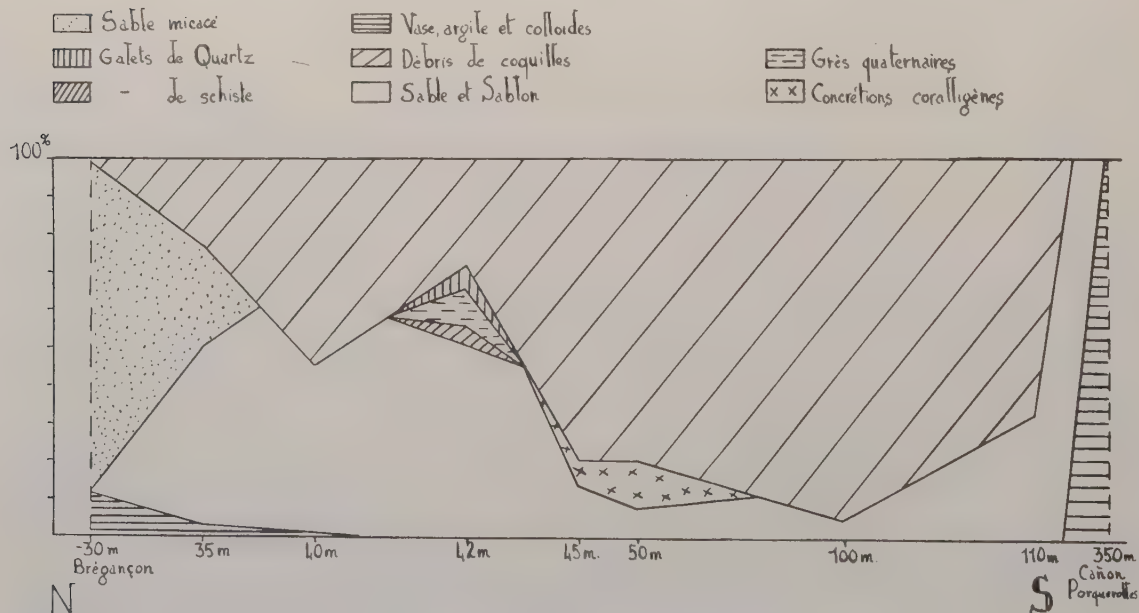
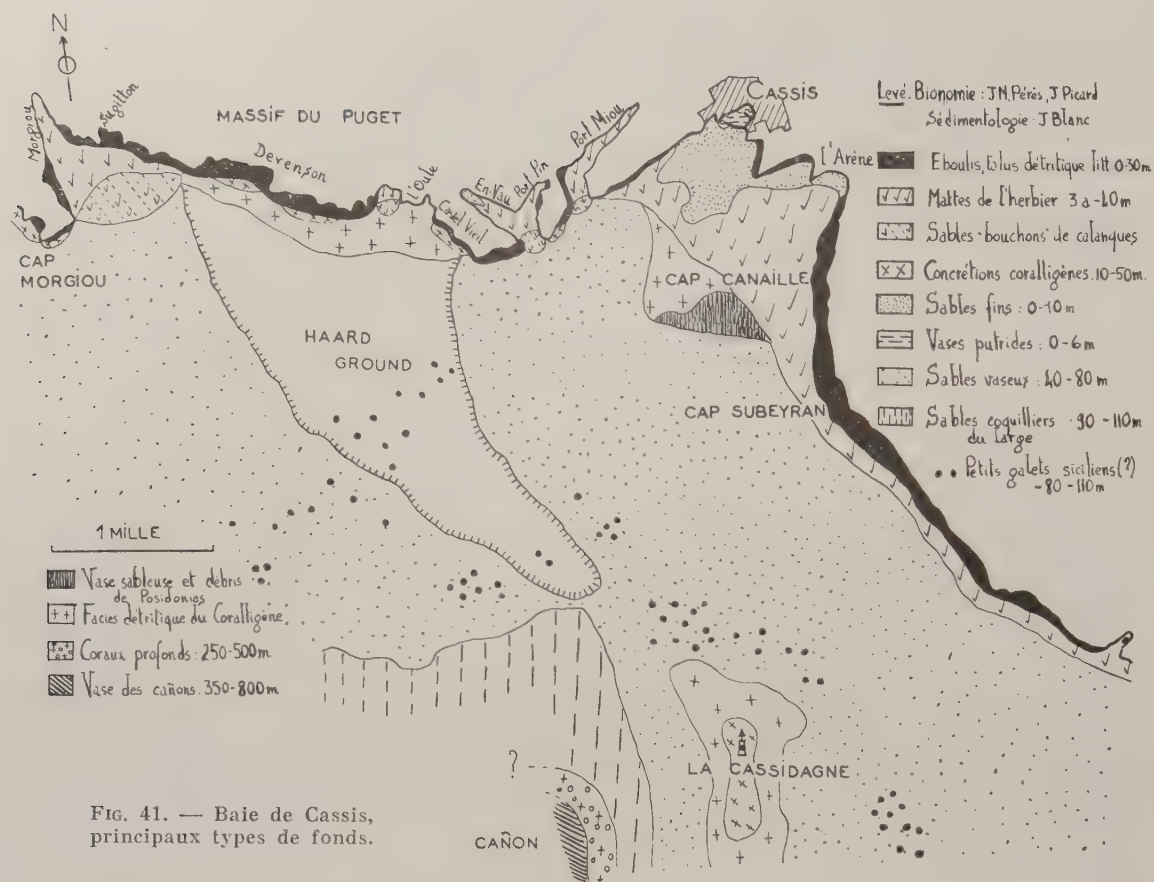
II. — Le domaine des sables vaseux : zone littorale profonde de 50 à —110 m.

I. — LES SABLES VASEUX

Ils bordent vers le large la limite externe des sables côtiers et des formations coralligènes. Leur granulométrie montre une faible proportion de vase : de 4 à 2 % et une proportion variable en débris de coquilles : 40 à 5 % (fig. 42 et 43). Cette dernière est en rapport avec la proximité des mattes de Posidonies en voie de destruction sous l'action des courants de fond ou, encore, avec la présence de niveaux quaternaires fossiles. On y trouve souvent des graviers et débris de concrétions coralligènes remaniées (0 à 45 %). Ces derniers correspondent à l'altération des calcaires construits par les agents biologiques (*Cliones*) et à la régression du concrétionnement. Ces débris peuvent être charriés jusqu'à —50 m par les courants de fond.

Par ailleurs, la présence d'horizons coralligènes anciens, fossiles ou subfossiles, relatifs aux plans d'eau du « Grimaldien » ou du Flandrien (Versilien), a été mise en évidence dans les baies de Cassis et de La Ciotat. Certaines de ces formations ont été draguées à —88 m et seraient en rapport avec la régression post-tyrrhénienne.

Une grande partie du sédiment est caractérisée par la phase sableuse résultant du remaniement des horizons supérieurs (sables côtiers, herbiers). Il s'agit d'un matériel



ayant subi un début de classement et une usure assez prononcée. Au Sud de l'île de Porquerolles, par des fonds de 100 m, nous avons trouvé les sables coquilliers de l'herbier; les grains (fragments de coquilles) ont été l'objet d'une forte usure.

Ce matériel peut être localement enrichi par :

— les anciens stocks quaternaires post-tyrrhénien ou plus anciens (baie de Marseille);

— la nature du substratum géologique (baie de La Ciotat; deux roches à l'Ouest de l'île Verte).

II. — LES VASES GLUANTES DE LA BAIE DE MARSEILLE

Des fonds de vases grises, gluantes, donnent une avancée en forme de doigt de gant dans la baie de Marseille (fig. 40). Vers l'Ouest, ils forment une large bande, de —40 à —100 m; ils débordent vers le Planier et le cap Couronne. Leur extension est maximum vers le golfe du Lion, dans le secteur rhodanien, à partir des Ragues de Carro. L'avancée de ces vases gluantes peut être mise en rapport avec un éventuel contre-courant dans la baie de Marseille. Cependant, les études océanographiques précises manquent et ce contre-courant ne semble pas devoir être retenu.

Les courants de surface et les vagues liés au régime des vents d'Ouest (largade), du NNW (mistral) et du Nord (tramontane) ont une action certaine. Depuis longtemps, le phénomène des « eaux blanches » est connu des pratiques de la côte, de Carro à Niolon.

Sous l'influence de la largade et autres vents d'Ouest et Nord-Ouest, les troubles d'origine rhodanienne donnent un courant turbide dirigé de l'Ouest vers l'Est, jusque dans la baie de Marseille (l'Estaque). La décantation de ces troubles correspond à l'avancée des vases gluantes dans le golfe. On sait que ces courants turbides sont liés aux vents et aux vagues obliques plutôt qu'à l'action d'une branche « réfléchie » du courant général.

Quoi qu'il en soit, la limite de ces courants turbides (« eaux blanches ») est très nettement tranchée, ainsi que l'attestent les observations effectuées en scaphandre. La zone des troubles et ses limites sont visibles dans la masse de l'eau : il y a un véritable « mur » opaque.

Les apports turbides accompagnés de différences et de fluctuations importantes dans la salinité et le pH tuent souvent les poissons. Aussi, les fluctuations de ce courant d'origine rhodanienne ont une influence sur l'économie des petits ports de pêche au Sud de la Nerthe : Carro, Sausset, Carry, la Redonne, Méjean, Niolon (fig. 1 et 40).

Les granulométries de cette vase montrent qu'il s'agit d'une formation dépourvue d'apports grossiers d'origine étrangère. Le classement de cette vase « pure » est excellent et son facies granulométrique est très évolué (hyperbolique).

III. — LES VASES A PETITS GALETS ET LES « FONDS DURS »

J'ai découvert un grand nombre de menus galets enrobés dans les vases et les sables vaseux du plateau continental (J. J. BLANC, 1954). Ces galets, trouvés la première fois dans la baie de Marseille (ceinture de sables vaseux entre l'île de Planier et l'archipel du Frioul) ont été retrouvés au large de l'île Riou, dans la baie de Cassis (plateau au Nord de la Cassidagne), dans la baie de La Ciotat, etc. (fig. 40 et 41). Dans toutes nos stations, ces

vases à menus galets caractérisent des fonds de faible pente débutant à —70 m et s'étendant jusqu'à —110 m.

Les petits galets de quartz dragués par A.-F. MARION (1883) à des profondeurs allant de —555 à —670 m, dans les vases, se situent au pied de l'abrupt de la prétendue falaise « de Peyssonel ». En 1897, G. PRUVOST et A. ROBERT découvrirent, à Masa de Oro et au rech du cap de Creus, des fonds riches en « petits galets de quartz jaune ou brun, de 0,5 à 2 cm de diamètre, parfaitement roulés et polis », de —100 à —200 m, c'est-à-dire, semble-t-il, à la limite profonde, sur la pente, du plateau continental. Les gorges sous-marines de Banyuls et de Toulon, étudiées par J. BOURCART et ses collaborateurs (1950, 1952), montrent en leur fond un remplissage de vase bleue *recouvrant* de petits galets bien roulés, de 1 à 2 cm de diamètre. Enfin, vers —200 m, sur le plateau continental, au large de Toulon, J. BOURCART a dragué de petits graviers quartzeux (1952) et cet auteur mentionne des galets d'origine vraisemblablement fluvatile au fond du cañon sous-marin.

Mes recherches montrent que les petits galets dragués dans les ceintures de vases sableuses du plateau continental se divisent en deux catégories :

1° A l'Ouest de Marseille, on trouve des galets de variolite, de péridotites et de quartzites d'origine durancienne. J'ai retrouvé le même matériel dans les nappes de « menus galets » de Crau de G. DENIZOT (1938). Ces éléments allochtones sont accompagnés de quartz et de grès.

2° A l'Est de Marseille, on trouve des galets de grès permien, de phyllades, appartenant au massif des Maures, seul témoin actuellement émergé du « bloc » pyrénéo-corsosarde, en Provence. Des galets de quartz accompagnent ce matériel oriental. Sur le plateau de la Cassidagne, j'ai retrouvé quelques rares galets de granite.

J. BOURCART a trouvé un matériel analogue (accompagné de quelques variolites) dans le cañon de la Cassidagne, *sous* la vase (1950). Ces deux domaines pétrographiques sont séparés par la prétendue « crête » du Mangespen, citée par MARION et BOURCART. Cette « crête » n'est en fait qu'une légère rupture de pente du plateau reliant l'île Maïré à Planier !

Dans la baie de Cassis, les galets du domaine oriental recouvrent un fond dur, rocheux, orienté NW-SE et qui semble prolonger les assises synclinales du bassin du Beausset.

Les petits galets d'origine hercynienne recouvrent indifféremment le fond dur, au Sud de la Grande Candelle et du Devenson, et les vases sableuses de la baie de Cassis (fig. 41).

Il serait prématuré de donner un âge précis au dépôt de ces galets, nos recherches n'étant qu'à un stade préliminaire. Cependant, leur profondeur actuelle et leur répartition sur le plateau continental, leur émoussé et leur aplatissement, leurs analogies pétrographiques avec le matériel des hautes terrasses (pliocène, sicilien) font penser à des dépôts fluviaux, littoraux ou sublittoraux.

D'autre part, dans les baies de Marseille ou de Cassis, ces galets sont encroûtés et accompagnés d'une faune subfossile, vestiges de thanatocénoses découvertes par J.-M. PÉRÈS et J. PICARD et correspondant à une tranche d'eau bien inférieure à la profondeur actuelle. Ces faunes montrent que le dépôt des galets peut être antérieur ou contemporain à la régression prélandrienne, qui, dans la région étudiée, correspond à l'établissement d'une thanatocénose relativement moins profonde.

IV. — LES INFLUENCES HERCYNiennes

Dans cet ouvrage, il a été souvent question du continent ou plutôt du « bloc » hispano-pyrénéo-corso-sarde. Ce substratum hercynien, caractérisé par ses éléments gréseux, métamorphiques, est à l'origine de la distribution minéralogique d'une grande partie des sédiments ici étudiés (voir chap. I, II et III). Une intéressante mise au point de J. BOURCART sur le socle sous-marin de la France (côte méditerranéenne) me fait dire une interprétation différente qu'il m'appartient de préciser ici.

Contrairement à ce qu'écrivait J. BOURCART (1953), je n'ai jamais envisagé l'existence d'un « continent » hispano-pyrénéo-corso-sarde au quaternaire ou à une époque postérieure à la formation des cañons. On sait que l'idée de ce « bloc » paléozoïque revient à M. BERTRAND (et ce, dès 1892) et cette expression n'a un sens que dans la mesure où elle est considérée dans le cadre paléo-géographique du Crétacé, en relation avec l'isthme durancien.

J. BOURCART a démontré que les gorges sous-marines sont creusées, en Provence occidentale, dans un horst primaire, métamorphique ou cristallin. D'autre part, ce creusement est relativement ancien, puisqu'il semble avoir débuté au Miocène et continué, avec des phases d'interruptions et de colmatages, durant le Pliocène et peut-être le Quaternaire.

La formation des cañons est, de loin, postérieure au dépôt des poudingues angoumiens de La Ciotat. Le dépôt de ces derniers s'est effectué jusqu'à la base du Coniacien, comme je l'ai montré (1950). Au Crétacé supérieur, l'expression « bloc » pyrénéo-corso-sarde peut être employée, puisque les poudingues de La Ciotat sont des formations d'origine torrentielle issues d'un arrière-pays émergé, au Sud, à substratum hercynien et permotriasique.

Après le Coniacien, on ne relève *aucune trace d'émersion* du bloc paléozoïque, exceptés les témoins des Maures, de Corse et de Sardaigne. Sur ce point, nos observations stratigraphiques et l'étude des minéraux lourds confirment les travaux de J. BOURCART.

Contrairement à ce qu'affirme J. BOURCART (1953), les affleurements calcaires ne sont pas rares sur le littoral de La Ciotat. En effet, j'ai longuement décrit, en 1950 et 1951, quatre grandes lentilles de calcaires à Rudistes, très visibles sur le front de mer et occupant l'arrière-pays. Ces lentilles à Hippurites permettent la datation précise des poudingues de La Ciotat, ainsi que l'évolution de ces formations détritiques dans l'espace et dans le temps.

La migration de la flexure continentale vers l'intérieur du continent, envisagée par J. BOURCART, apparaît comme une explication logique des problèmes présentés par les cañons et certaines formations du plateau continental. Ces déformations sont postérieures au « bloc » pyrénéo-corso-sarde, ainsi qu'aux formations détritiques résultant de son démantèlement (poudingues crétacés de La Ciotat).

Les faits exposés pour expliquer la formation des cañons ne peuvent infirmer l'unité du substratum paléozoïque commun aux Pyrénées, aux Maures, à la Corse et à la Sardaigne, *jusqu'au Crétacé supérieur*.

III. — Le domaine des sables coquilliers du large : —100 à —200 m.

Ils ont été reconnus pour la première fois par A.-F. MARION (1883) et G. PRUVOT (1894). Ils s'étendent sur des fonds à faible pente, à la limite du plateau continental. Les petits galets ont été trouvés dans ces sables coquilliers, vers —80 à —110 m (fig. 43).

Les campagnes du *Gyf* ont permis de cartographier ces formations du large, généralement situées à plusieurs milles de la côte, au Sud du Grand Congloué, sur le vaste banc des Blauquières (au large de La Ciotat et du Soubeyran), au Sud de l'île de Porquerolles

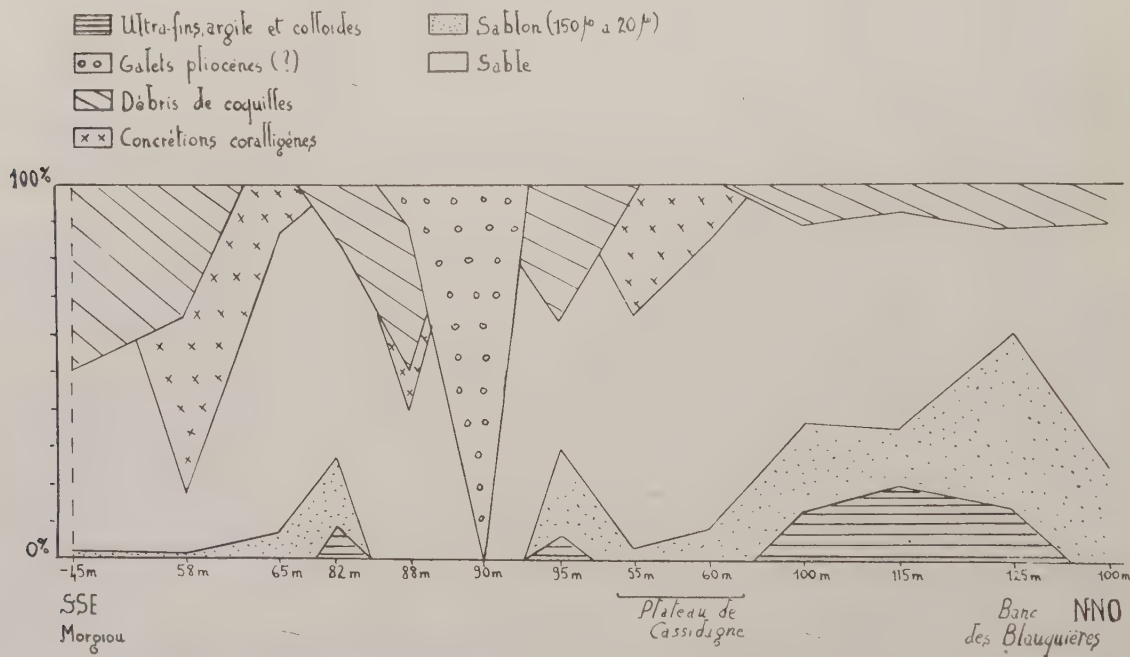


FIG. 43. — Granulométries : radiale au 135° : Morgiou-banc des Blauquières.

(fig. 41). Nous avons retrouvé l'équivalent de ces formations dans le détroit siculo-tunisien, à des profondeurs à peu près analogues.

A la partie septentrionale du banc des Blauquières, par des fonds de 110 à 120 m, le facies est assez homogène : la fraction grossière (12 à 20 %) est constituée par un sable coquillier mêlé aux petits galets. Cette fraction grossière est enrichie par les débris d'une faune à tendance coralligène (Bryozoaires, Mélobésiées, Mollusques rongés par les Clones) (J.-M. PÉRÈS et PICARD, 1955). Une telle faune subfossile caractérise des fonds de —45 m et peut correspondre à un biotope correspondant à la régression post-sicilienne (régression dite « chelléenne ») ou, encore, à la régression dite « grimaldienne ».

J.-M. PÉRÈS et J. PICARD ont en outre relevé les débris d'une faune de mollusques correspondant à un biotope plus profond : —75 m. Ce nouveau biotope fossile est inférieur à l'étage bathymétrique du coralligène. Enfin, ces auteurs ont trouvé une faible proportion de coquilles mortes correspondant à la faune actuelle.

Le remaniement des anciens sables coquilliers et du coralligène des périodes régres-

sives du quaternaire paraît être à l'origine de la fraction sable (30 à 60 %) et sablon (40 à 15 %). Les grains sont souvent usés.

Ainsi, les sables coquilliers *du large* demeurent les témoins remaniés ou altérés de l'ancienne zonation bionomique antérieure aux transgressions du quaternaire (stades tyrhéniens et flandriens). Il s'agit d'un sédiment lessivé, souvent trié, ayant été l'objet d'une altération poussée ou de transports. Le facies des courbes granulométriques traduit cette évolution et la teneur en éléments fins et ultra-fins peut être nulle ou ne dépasse pas 10 %. Il en est de même dans la baie de Cassis, près de l'aplomb occidental du cañon de la Cassidagne.

Au Sud de l'île de Porquerolles, près des parois du cañon, les sables coquilliers *du large* présentent un important développement à 100 et 110 m de profondeur. Le facies est différent : on trouve une proportion considérable de sable grossier et de débris coquillier (95 %) issus en grande partie des mattes d'herbiers et des zones littorales à faible profondeur. Ces débris se caractérisent par l'altération du matériel coquillier des biocénoses subfossiles; ils montrent une usure poussée, résultant, semble-t-il, d'un transport important. Toutes proportions gardées, ce sédiment présente des analogies avec le sable coquillier formant les « bouchons » à l'entrée des calanques, par 40 m de fond.

Les courants de fond peuvent expliquer la destruction d'anciennes mattes et le transport du sédiment coquillier. Cependant, ces courants n'ont pas été mis en évidence et le problème demeure entier.

IV. — Zones profondes et limites du plateau continental.

I. — LA BIOCCÉNOSE DES CORAUX PROFONDS

Nos recherches sur les facies profonds bordant le plateau continental sont fort peu poussées en raison des difficultés techniques (dragages, formules de lestage des engins de prélèvement, navires spécialement équipés). Le travail a été commencé sur le *Gyf* et la *Calypso* aux îles d'Hyères, à Cassidagne et à la station du « Travailleur », par 540 m de fond, à l'Ouest d'Ajaccio. Des caméras sous-marines ont été immergées au large de Toulon par H. E. EDGERTON (1955) et le bathyscaphe F. N. R. S. III a commencé ses plongées d'étude aux mêmes endroits.

La biocénose des Coraux profonds est assez peu connue. Elle est caractérisée par de grands Madréporaires ramifiés formant des massifs calcaires par des fonds de 250 à 500 m. Ces formations ont été repérées en bordure des cañons de Cassidagne, de Sicié, de Port-Cros et au Nord du banc de Magaud, à l'Est de l'île du Levant.

LE DANOIS (1948) a remarqué que ces Coraux se développaient exclusivement sur les roches siliceuses, éruptives ou métamorphiques. Cette hypothèse paraît confirmée par ce que nous savons de la Géologie sous-marine de la Méditerranée et de l'Atlantique. A Cassidagne, à Sicié, à Porquerolles, à Port-Cros, aux Stœchades et à Ajaccio, les Coraux profonds correspondent aux zones où ont été draguées les roches métamorphiques.

Quoi qu'il en soit, ces accumulations de calcaires construits montrent des enchevêtrements de calcite finement cristallisée dont la puissance est inconnue. L'épaisseur de ces Coraux pourrait être évaluée au moyen de prospections géophysiques ou par de grands carottages à l'explosif.

Parfois, ces formations profondes paraissent « vivantes » à leur partie supérieure, mais leur infrastructure peut résulter de constructions anciennes. Leur profondeur actuelle, sauf actions tectoniques récentes ou flexure continentale, paraît en dehors des régressions quaternaires.

II. — LES VASES DES CAÑONS

Ce sont des vases fluides (parfois 100 % d'éléments fins et ultra-fins). Leur granulométrie diffère essentiellement de celle des vases gluantes d'origine rhodanienne et de la fraction fine des sables vaseux du plateau continental (facies parabolique des vases du cañon de Porquerolles, des cañons de la Cassidagne et du Planier).

CONCLUSIONS

Les recherches entreprises sur le plateau continental de la Provence montrent une très grande variété de fonds correspondant le plus souvent à des biocénoses nettement individualisées.

1° Les sables, granules et galets côtiers, les brèches d'éboulements sous-marins, constituent, au départ, un matériel souvent mal classé. Les sédiments superficiels sont évidemment l'objet d'une évolution hydrodynamique poussée tendant généralement vers un classement meilleur.

2° Les vases putrides des fonds portuaires ou du débouché des égouts et rivières pollués demeurent liées aux actions anthropogènes. Leur développement peut faire régresser les fonds et les biotopes naturels.

3° Les sables de l'herbier à Posidonies forment une zone sédimentaire importante le long du littoral. Leur croissance et leur destruction dépendent de l'interférence des facteurs biologiques et hydrodynamiques.

Nous avons précisé le sens de ces derniers. Les sables fins des calanques et les « bouchons » de sable coquillier constituent les derniers termes de l'évolution sédimentologique des mattes à Posidonies.

4° En profondeur, vers —40 m, les fonds à concrétionnements organogènes (Mélobésiées, Coralligène) s'accroissent suivant des processus d'origine exclusivement biologique.

Ils présentent aussi une évolution régressive sous l'action d'autres agents biologiques et ce stade détritique initial est complété par l'action dynamique des courants de fond (sélection et triage des « graviers » coralligènes aboutissant au sable et au sablon).

5° Parallèlement, dans le secteur occidental de la baie de Marseille, l'influence de la sédimentation rhodanienne se traduit par des courants turbides amenant le dépôt d'éléments fluviatiles fins et ultra-fins ayant subi une longue évolution.

6° Les sables coquilliers vaseux forment la majeure partie des fonds du plateau continental, de —50 à —100 m. Leur origine résulte d'un double processus :

a) Les actions hydrodynamiques sur le fond se traduisent par l'altération et le remaniement des fonds sableux coquilliers, du coralligène ou de l'herbier. On aboutit à un sable grossier coquillier accompagné d'une fraction de sable fin et de sablon.

b) Les anciens stocks quaternaires sédimentés ou construits durant les phases régressives apportent une fraction grossière caractérisée par des galets siliceux ou des vestiges de thanatocénoses (encroûtements, concrétions et débris de coquilles plus ou moins altérés).

Ainsi se caractérisent les vases à petits galets, le facies des « fonds durs », les anciens hard-grounds et, au large, la ceinture des sables coquilliers.

7° Des zones profondes demeurent à l'abri de l'évolution des types sédimentaires superficiels. Au pied du plateau et sur les versants abrupts des cañons se développent les calcaires construits de la biocénose des Coraux profonds.

Une connaissance détaillée de ces formations apporterait d'importants renseignements paléocéanographiques.

Dans les cañons se dépose une vase absolument distincte, par ses caractères granulométriques, des vases superficielles.

Le tableau suivant résume ces observations :

Profondeur	Désignation	Origines et facteurs d'évolution sédiment.	Facies	Correspondances biologiques
0 à —30	Eboulis s/m. Falaises et talus détritiques.	Erosion marine et actions subaériennes IV.	Blocs. Galets. Sables.	Biotopes superficiels roche littorale.
0 à —15	Sables des fonds de baies.	Hydrodynamique, vagues, undertow.	Sable fin.	Biotopes à Venus gallina.
0 à —30	Vases putrides.	Rivières, décantations, action anthropogène.	Vase gluante.	Peuplements nitrophiles.
—1 à —40	Herbier à Posidonies.	Croissance des mattes, courants de fond.	Sable coquillier.	Prairie à Posidonies.
—15 à —45	Concrétions organogènes.	Concrétionnements organogènes.	Calcaires construits.	Mélobésiées. Coralligènes.
—45 à —90	Vases gluantes de Marseille	Influences rhodaniennes, courants turbides, vagues obliques.	Vase gluante.	Vase à Stichopus.
—45 à —90	Sables vaseux.	Influences hydrodynam., stocks quaternaires.	Sable vaseux.	Pennatules Dentalium.
—80 à —125	Sables coquilliers du large.	Influences hydrodynam. et stocks quaternaires.	Sable coquillier peu vaseux.	Fonds détritiques.
—250 à —500	Coraux profonds.	Concrétionnements organogènes.	Calcaires construits.	Grands Madréporaires.
—350 à plus de —1 000	Vase des cañons.	?	Vases jaunes et bleues.	Dentalium agile.

A ces caractéristiques globales des fonds précités, il convient d'ajouter les grandes lignes de l'évolution géologique du matériel déposé sur le plateau continental. Cette évolution n'est point continue; elle concerne des entités sédimentaires liées à la proximité

immédiate du littoral, des herbiers de Posidonies, des fonds de baies ou de calanques.

L'influence des facteurs hydrodynamiques est primordiale et rend irréversibles les processus biologiques, tels que les concrétionnements coralligènes.

La présence de thanatocœnosés et de stocks fossiles est liée à l'histoire du quaternaire marin de la Méditerranée. Ces dernières influent sur la composition des sédiments coquilliers dragués au large du littoral.

La zone des Coraux profonds et la sédimentation des cañons limitent ces recherches. L'évolution sédimentaire du domaine profond est inconnue.

CHAPITRE XIII

CARACTÈRES GRANULOMÉTRIQUES DES DIVERS SÉDIMENTS DU PLATEAU CONTINENTAL DE LA PROVENCE

La dispersion aléatoire.

Son importance est considérable pour les sables coquilliers du large et le tracé des courbes canoniques ne donne aucun renseignement. Néanmoins, les valeurs de l'indice de translation oscillent entre 55.10^{-2} g au banc des Blauquières (—110 m), 59.10^{-2} g sur le rebord occidental du cañon de la Cassidagne (—105 m) et 46.10^{-2} g au Sud de Porquerolles (—110 m). Ceci fait penser au type logarithmique. De tels sédiments ont été enrichis par des stocks quaternaires ayant été l'objet d'une certaine évolution.

La dispersion aléatoire est très importante aux extrémités des courbes. Ces dernières, mises sous la forme canonique, ont des valeurs de l'indice D égales à —4 ou —3,75.

Cette dispersion est inégale suivant les types de sédiments étudiés. Donnons ici quelques valeurs de D :

Valeur de D	Type de fond ; origine et évolution
—5	Sable coquillier et galets « anté-tyrrhéniens ». Radiale Morgiou-banc des Blauquières (—88 m).
—2	Talus détritique au sud de l'île Maïré (—10 m).
—3,74	Sables coquilliers du large; rebord du cañon de la Cassidagne (—105 m).
—4	Sable vaseux du Banc des Blauquières (—110 m).
—4,30	Sable vaseux ; pied de falaise s/m ; épave antique du Grand Congloué (—40 m).
—1,87	Herbier d'Endoume, Marseille : sable coquillier.
—1,50	Sable à Amphioxus, passe entre Riou et Calseragne.
—0,62	Sable fin, plage du Prado, Marseille (—4,50 m).
# 0	Vase du cañon de la Cassidagne (—400 m).
# 0	Vase à fibres de Posidonies, Callelongue (—40 m).
# 0	Vase gluante de la baie de Marseille (—80 m).
# 0	Sable vaseux au sud de Riou et dans le cañon de Planier (—95) et (—450 m).

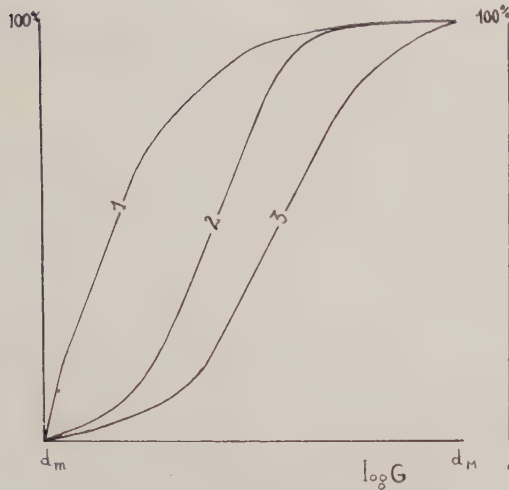


FIG. 44.

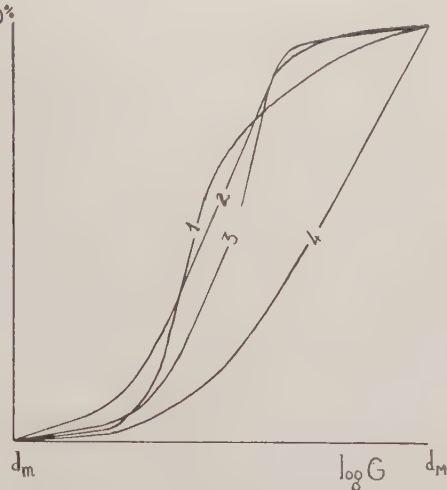


FIG. 45.

FIG. 44. — Courbes cumulatives semi-logarithmiques mises sous la forme canonique : baie de La Ciotat-banc des Blauquières.

1, sable (—90 m); st. 469; Ng = —2. 2, sable plage de La Ciotat (—5 m); st. 408. 3, sable de l'herbier (—40 m); st. 420.

FIG. 45. — Courbes granulométriques cumulatives mises sous la forme canonique : îles d'Hyères :

1, sables coquilliers du large (—110 m); st. 482. 2, sable coquillier (—50 m); st. 339. 3, sable vaseux à fibres de Posidonies (Brégançon), à —30 m; st. 476. 4, vase du canyon de Porquerolles (—350 m).

Ces valeurs montrent une dispersion aléatoire très élevée dans les sables coquilliers du « détritique du large » et de certains talus sous-marins de pieds de falaises.

La dispersion demeure forte dans les sables coquilliers des mattes à Posidonies et

- 1 : Vase glauque de la baie de Marseille : 80 m
1' : Sable vaseux du large Blauquières : 125 m
1'' : Sable coralligène : la Cessadène : 60 m
2 : Vase sableuse grise au S de l'île Marit : 69 m
2' : Sable coquillier : 58 m
3 : Sable vaseux au S de l'île Riou : 95 m
3' : Sable et galets plicioses (?) : 88 m
4 : Galets plicioses (?) garnissant les creux du hard-ground de Cassis : 90 m

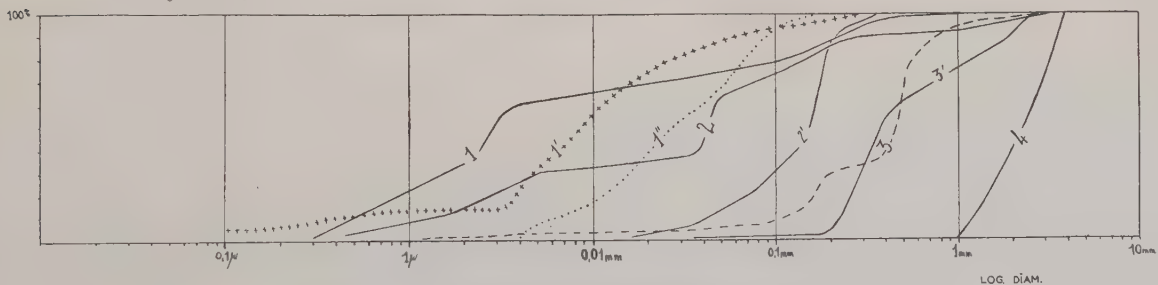


FIG. 46. — Courbes granulométriques cumulatives.

les sables de passes (S. à Amphioxus). Elle diminue dans les sables de plage du type hyperbolique. La dispersion est pratiquement nulle pour les vases de cañons, les vases gluantes résultant des décantations et certains sables vaseux.

ÉVOLUTION GRANULOMÉTRIQUE DES SÉDIMENTS SOUS-MARINS
DU PLATEAU CONTINENTAL DE LA PROVENCE;
NOTION D'AIRE SÉDIMENTAIRE

Nous avons insisté sur les phénomènes de dispersion aléatoire caractérisant les sables coquilliers du domaine littoral et les stocks quaternaires du large. Ainsi, le calcul de l'indice de facies (Ng) ne peut fournir de données comparables tout au long d'une radiale tracée des horizons superficiels aux versants des cañons. Pour cela, j'ai utilisé l'indice de dispersion D et l'indice de translation σ déjà employé pour caractériser le degré d'évolution des formations détritiques meubles. On porte en abscisses le logarithme des profon-

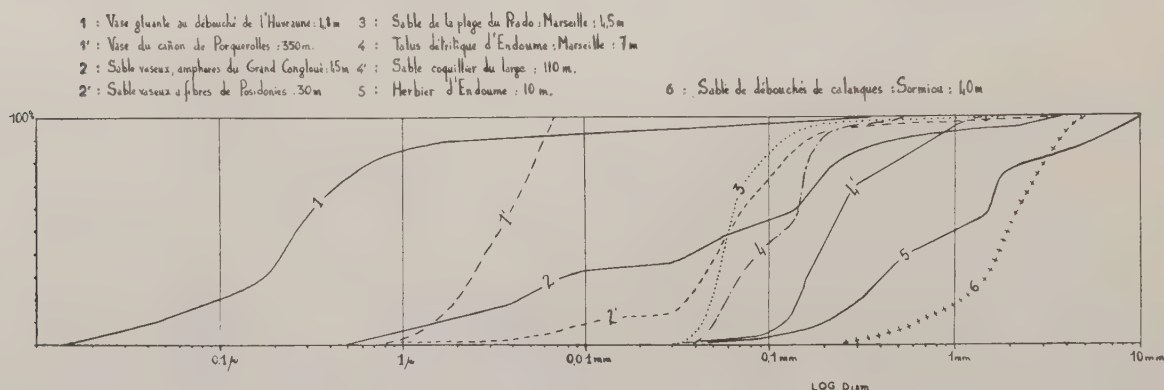


FIG. 47. — Courbes granulométriques cumulatives.

deurs et en ordonnées les différentes valeurs de σ , de 0 à g, c'est-à-dire de $\log G = 0$ à $100 \cdot 10^{-2}$ g (fig. 48).

L'indice de translation a donc été étudié en fonction de la profondeur et les familles de points correspondant à la répartition granulométrique de certains types de fonds.

Pour des raisons de commodité, les points essentiels sont les seuls représentés sur la figure 48. On distingue les aires suivantes :

- cordons littoraux : 45 à $65 \cdot 10^{-2}$ g et talus : $18 \cdot 10^{-2}$ g;
- sables fins des plages et calanques : 14 à 60;
- fonds à fibres de Posidonies : 60 à 65;
- sables à Amphioxus : 37 à 43;
- sables des « bouchons » de calanques : 70;
- vases gluantes rhodaniennes : 25;
- galets « siciliens » : 60;
- sables vaseux et sables coquilliers du large : très fortes variations de l'indice de translation, mais l'indice de dispersion oscille entre —4,5 et —3,5;
- vase des cañons : 72 à 82.

Au point de vue graphique, les aires sont nettement séparées par des discontinuités. Ces dernières correspondent en fait à des discontinuités sédimentaires individualisées. Les premières se limitent à la zone de déferlement sur les cordons littoraux et, en profondeur, à la limite d'action de l'undertow (quelques mètres). Ainsi s'individualisent,

d'une part, les aires de variation du cordon et de l'éboulis littoral, d'autre part, l'aire du sable fin des plages, des calanques et des baies abritées.

D'autres discontinuités limitent la partie inférieure de la bande des herbiers à Posidonies : ce sont les undertow érodant la matle et agrandissant les chenaux et le début de la zone des concrétionnements organogènes. A cet endroit, la profondeur devient défavorable à l'activité photosynthétique des Posidonies. Ainsi, le « tombant » des mattes et le Coralligène individualisent une aire distincte dans le domaine des sables littoraux. Les

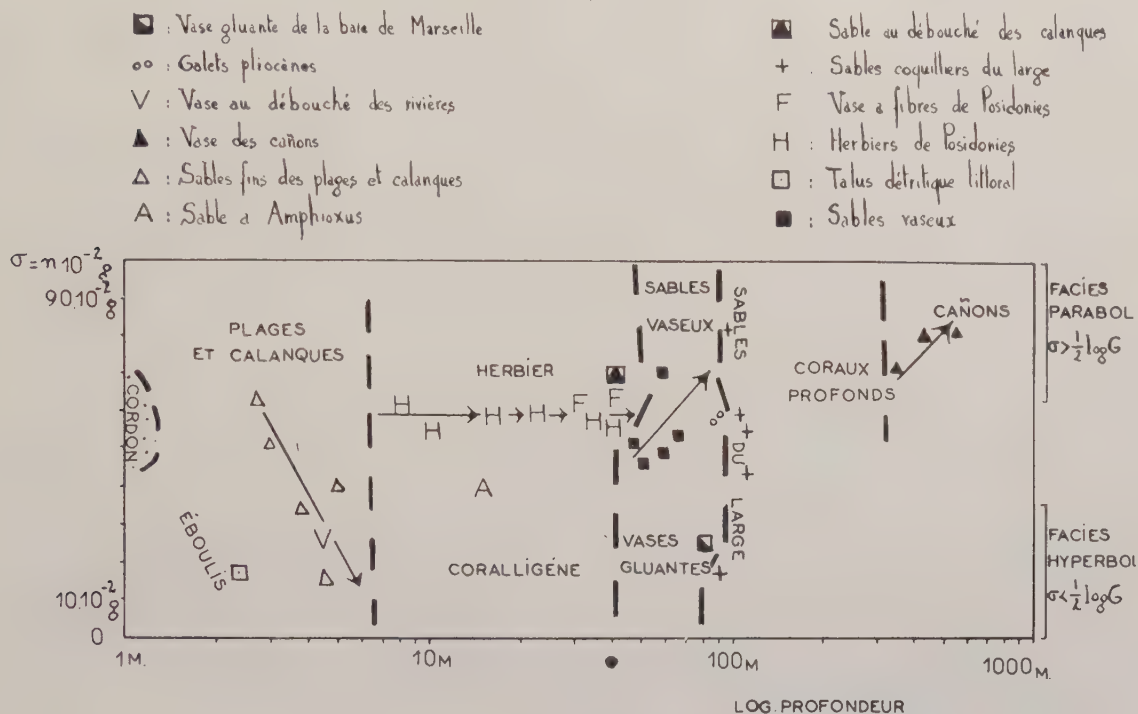


FIG. 48. — Caractères granulométriques des fonds marins de Provence, en fonction de la profondeur.

sables de « bouchons de calanques » marquent le terme de la zone d'influence des courants compensateurs sur le fond.

Dans les passages, sur les fonds durs, les courants localisent les sables à Amphioxus et les hard-grounds. De plus, les courants turbides d'origine rhodanienne correspondent à l'aire de répartition des vases gluantes de la baie de Marseille.

Les observations directes, en plongée, montrent que ces nouvelles discontinuités sont tranchées (phénomène des « eaux blanches »).

Au large, l'aire des sables vaseux et des graviers coquilliers reste liée à l'apparition des témoins et thanatocénoses engloutis au cours des transgressions quaternaires.

Ces formations fossiles s'observent à partir de 80 m de profondeur, comme nous l'avons montré au chapitre précédent.

Enfin, le domaine profond est tranché par la paroi abrupte des cañons découpant le plateau continental. Telles sont les aires des grands Madréporaires dont les conditions écologiques demeurent inconnues et les argiles draguées au fond des « rechs ».

Il n'y a donc pas, contrairement au milieu fluviatile, d'évolution sédimentaire *continue* tout au long de la pente du plateau continental. Il n'y a que des zones préférentielles où interviennent les facteurs hydrodynamiques, les agents biologiques et les anciens stocks quaternaires.

Les deux premiers facteurs précités interfèrent dans le domaine des sables côtiers superficiels. D'autre part, aucun de ces facteurs ne doit être éliminé, quelle que soit la profondeur : il y a *des* « coralligènes » à —15 m et à —500 m; il y a *des* sables coquilliers à —2 m et à —130 m.

Sauf certains cas particuliers (herbiers), les actions sédimentaires sont *irréversibles* et l'épandage des vases gluantes, liées au facteur anthropogène, élimine les aires d'activité biologique, telles que l'herbier ou le coralligène.

Les reliefs quaternaires immergés (et probablement effondrés par le jeu de failles récentes) correspondent souvent à des hard-grounds (baie de Cassis).

Si les discontinuités sont tranchées, nous avons observé à l'intérieur d'une aire sédimentaire des variations *continues* de l'indice de translation des courbes expérimentales mises sous la forme canonique. Ces variations avec la profondeur correspondent à une augmentation ou à une diminution de l'indice σ et de l'indice de dispersion caractérisant un *gradient* vers un type parabolique ou hyperbolique. Quel que soit le sens de cette variation, le gradient de l'indice σ n'est individualisé que pour l'aire sédimentaire considérée; il cesse au niveau bathymétrique caractérisé par les discontinuités. Le cas est net à la limite d'action de l'undertow dans les baies abritées ou sur les plages. Le gradient traduit l'évolution d'un type initial logarithmique (cordon littoral) vers un facies nettement hyperbolique vers 7-10 m de profondeur. Pour les sédiments de l'herbier, le gradient est nul et on observe un type logarithmique très altéré par les phénomènes de dispersion aléatoire.

Les sables vaseux présentent en profondeur (c'est-à-dire au contact des stocks quaternaires) une variation vers le type logarithmique, mais aucune variation systématique des indices de translation ou de dispersion. Seule, la dispersion aléatoire s'y caractérise par une valeur relativement élevée, car $D = 4$.

Sur les parois des cañons, les argiles montrent un type parabolique très individualisé ($Ng \# 2$ et $\sigma = 81.10^{-2}$ g). La dispersion est extrêmement faible et $D \# 0$.

CONCLUSIONS

Les divers types de fonds se rangent dans les facies décrits par A. RIVIÈRE et correspondent à des valeurs déterminées de l'indice Ng .

Dans le cas des sédiments coquilliers grossiers, où la dispersion aléatoire modifie les courbes cumulatives, on utilisera l'indice σ de translation des courbes expérimentales mises sous la forme canonique ou, un indice beaucoup plus général, l'indice de dispersion D .

D'autre part, certains biotopes décrits par J.-M. PÉRÈS et J. PICARD sont caractérisés par des valeurs de l'indice de facies Ng , de l'indice de translation σ et de l'indice de dispersion D . Le tableau suivant résume nos résultats :

Désignation et profondeur	Facies	Biocénoses correspondant
Talus détritique : 0 à —20 m.	Parabolique.	Peuplements superficiels de la roche littorale.
Sables d'éboulis : 0 à —30 m.	Parabolique.	
Vase des cañons : —350 m à —500 m.	Parabolique.	Dentalium agile.
Mattes d'herbiers : —3 à —40 m.	Logarithmique.	Prairie de Posidonies.
Menus galets « siciliens » : de —80 à —110 m.	Logarithmique.	Thanatocénoses.
Sables aux creux des hard-grounds : —70 à —85 m.	Logarithmique.	Peuplement réduit.
Sables vaseux : —45 à —80 m.	Logarithmique.	Pennatula r., Dentalium inæquic.
Sables coquilliers du large : —90 à —125 m.	Logarithmique.	Leptometra ph. et Dentalium panormum.
Vases portuaires, vases d'égouts : 0 à —30 m.	Hyperbolique.	Peuplements nitrophiles.
Vases gluantes de Marseille : —80 à —100 m.	Hyperbolique.	Stichopus.
Sable fin des calanques et des fonds de baies : —4 à —15 m.	Hyperbolique.	Nassa mutabilis. Venus gallina. Peuplements intermattes.

Le tableau suivant montre que les principaux biotopes sont caractérisés par des valeurs assez bien définies de l'indice de facies Ng, de l'indice de dispersion D et de l'indice de translation σ .

Les résultats sont résumés dans le tableau suivant :

Désignation des fonds	Ng	σ	D	Dispersion aléat.
Talus détritique (—10 m).....	+2	—2 80.10 g	—5	
Sables vaseux (—50 m).....	+2,5	76.—	—4	Très forte.
Sable d'éboulis (—30 m).....		75.—	0	Très faible.
Vase des cañons (—500 m).....	+1,5	56.—	—1,8	Forte.
Herbiers de Posidonies (—15 m)...		59.—	0	Très faible.
Menus galets « siciliens » (—100 m).				
Sable au creux des hard-grounds (—70 m).....		53.—	0	Très faible.
Sables vaseux (—50 m).....	0	50.—	—4 à 0	Très variable.
Sables coquilliers du large (—110 m).....		52.—	—3,7	Très forte.
Vases portuaires et vases d'égouts : 0 à —30 m.....	—2		—1	Assez forte.
	—1,5			
Vases gluantes de Marseille (—80 m).	—1		0	Très faible.
Sables fins des calanques et des fonds de baies (—5 à —15 m)...	—3	de 50.— à 14.—	—0,6	Faible.

L'étude des variations de l'indice σ avec la profondeur, effectuée à la faveur de radiales recoupant le littoral et le plateau continental, montre des familles de points correspondant aux principales aires de sédimentation : sables de baies, herbiers, coralligènes, sables vaseux, sables coquilliers du large et vase des cañons.

Les aires sédimentaires du plateau continental sont limitées par des discontinuités hydrodynamiques, biologiques ou géologiques.

Telles sont les limites d'action du déferlement ou de l'undertow, l'influence des concrétionnements organogènes aboutissant à des massifs de calcaires construits et la présence de stocks quaternaires siciliens ou post-siciliens.

Ces aires peuvent être réduites ou stabilisées du fait de l'épandage des vases putrides portuaires, des actions rhodaniennes (zones turbides), des altérations biologiques (Clones) et des actions hydrodynamiques (courants de fond).

Il n'y a pas de variations *continues* le long du profil du plateau continental, mais des zones bien individualisées au point de vue granulométrique, où interviennent de façon préférentielle ou concomitante les facteurs hydrodynamiques, biologiques ou géologiques.

Ainsi, on peut observer, à l'intérieur de ces zones sédimentaires, des variations continues se traduisant par un gradient de l'indice σ vers un type parabolique ou hyperbolique.

Cette évolution, à l'intérieur d'une aire sédimentaire, est le plus souvent *irréversible*, surtout lorsque le gradient de l'indice σ « descend » vers le type hyperbolique.

Une telle évolution est aussi *limitée* aux discontinuités hydrodynamiques, biologiques, géologiques et topographiques (undertow, concrétionnements, stocks quaternaires et parois des cañons).

Pour les horizons littoraux, le *terme* de l'évolution tend vers un type logarithmique parfois très modifié par une forte dispersion aléatoire. On aboutit aux sables des « bou-chons » de calanques, aux graviers coralligènes et, en dernier lieu, aux hard-grounds.

Le tableau suivant résume ces considérations :

Profondeur	Désignation	Gradient de σ	Types	Limites
—1 ↘ —10 m	Sable fin des plages et calanques.	—2 50.10 g ↘ —2 12.10 g	Logarithmique. ↘ Hyperbolique.	Zones de déferlement; herbier. Limite undertow.
—3 ↘ —40 m	Mattes de l'herbier à Posidonies.	Nul —2 55.10 g	Logarithmique forte dispersion aléatoire.	Undertow. Limite assimilation chlorophyllienne.
—40 ↘ —90 m	Sables vaseux.	—2 68.10 g ↗ —2 45.10 g	Logarithmique à forte dispersion + stocks IV.	Courants turbides rhodaniens. Stocks quaternaires.
—90 m ↘ —125 m	Sables coquilliers du large.	Tendrait vers un type logarithmique. Forte dispersion. D = —4		Thanatocœnoses quaternaires. Paroi des cañons.
—250 m ↘ —500 m	Matériel sédimentaire des coraux profonds.	?		Paroi supérieure des cañons. Substratum siliceux ?
—350 m ↘ —500 m	Vase des cañons.	—2 82.10 g ↗ —2 72.10 g	Parabolique.	Paroi des cañons.

CHAPITRE XIV

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE
DES ARGILES SOUS-MARINES

SOMMAIRE

I. — MINÉRAUX ARGILEUX : KAOLINITE, ILLITE, MONTMORILLONITE, CHLORITE, VERMICULITE.....	115
II. — RÉPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX.....	116
Généralités sur la composition minéralogique des vases marines : hypothèse de l'héritage, hypothèse des néoformations ; discussions (p. 116). — Minéraux argileux et vases du plateau continental de la Provence (p. 117).	

I. — Minéraux argileux.

Les principaux minéraux rencontrés dans les vases du plateau continental de la Provence sont, par ordre d'importance :

— *kaolinite* et *illite* : ces deux minéraux sont toujours associés et ont été trouvés en grande abondance dans *tous* les sédiments sous-marins étudiés ;

— *montmorillonite* : assez fréquente, elle paraît localisée en certaines zones du plateau continental ;

— *chlorite* : plus rare, localisée ;

— *vermiculite* : rare, très localisée.

Nous n'exposerons pas ici le détail de la méthode mise au point par A. RIVIÈRE pour la détermination des minéraux argileux à partir des spectres d'agrégats orientés. Seules seront indiquées les principales caractéristiques des minéraux précités.

1° KAOLINITE. — *a)* Spectres d'agrégats orientés sur pellicule traitée au bain-marie par $\text{Cl}_2\text{Mg.N}$, lavée, séchée et imbibée de glycérine au moment de l'exécution du spectre : la kaolinite présente une forte raie vers $7,11 \text{ \AA}$ correspondant au plan réticulaire 001. Une autre raie, très faible, à $3,55 \text{ \AA}$ caractérise la réflexion sur le plan 002.

b) Lorsque la pellicule est traitée au bain-marie par ClNH_4N , la kaolinite est confirmée par : une raie *f* à $7,00 \text{ \AA}$ et une raie *m* à $3,34 \text{ \AA}$.

c) La pellicule traitée durant 10 mn à l'ébullition par ClH concentré montre que la kaolinite persiste ; elle est confirmée par une raie à $7,00 \text{ \AA}$ (*m* mais très nette). La kaolinite est toujours accompagnée de l'illite.

2° ILLITE. — Dans les spectres d'agrégats traités au bain-marie par $\text{Cl}_2\text{Mg.N}$, puis glycerinés, l'illite est nettement caractérisée par les réflexions sur les plans réticulaires 001, 002, et 003 marqués par : une raie *F* à $10 \text{ \AA}$ (001) ; une raie *f* à $5,0 \text{ \AA}$ (002) ; une raie *F* à $3,36 \text{ \AA}$ (003).

3° MONTMORILLONITE. — *a)* L'argile traitée au $\text{Cl}_2\text{Mg.N}$, puis à la glycérine, montre la présence de montmorillonite par une raie à 16,5 Å accompagnée d'autres raies vers 4,30 Å et parfois à 8,48 Å.

b) Les agrégats traités pendant quelques heures au bain-marie par ClNH_4N ramènent la raie de la montmorillonite vers 11-12 Å.

c) La pellicule traitée à ClH concentré m'a permis de retrouver, quelquefois, la montmorillonite à 11,9 Å.

d) La cuisson des agrégats à plus de 500° C, au four, durant une heure, caractérise la montmorillonite dont la raie se trouve « bloquée » vers 11 Å.

La montmorillonite est le plus souvent associée à la kaolinite et à l'illite.

4° CHLORITE. — *a)* Les agrégats orientés traités à Cl_2Mg (bain-marie), puis glycerinés, donnent une raie à 7,2 Å et une autre à 3,5 Å. Ces raies peuvent être attribuées à la kaolinite ou à la chlorite.

b) Le traitement au four, à 500° C, peut lever cette indétermination : la chlorite est caractérisée par une raie très nette à 13,83 Å.

c) Les chlorites sont détruites par le traitement à ClH .

5° VERMICULITE. — *a)* La pellicule traitée à Cl_2Mg , puis glycerinée, donne une raie à 14 Å qui peut indiquer à la fois la vermiculite ou la chlorite. De plus, la raie à 7,2 Å peut indiquer indifféremment la kaolinite, la chlorite ou la vermiculite.

b) Le traitement au Cl_2NH_4 peut lever cette indétermination si la raie à 14 Å observée avec le Cl_2Mg disparaît. Une raie vers 11,5-12 Å peut indiquer la chlorite ou la vermiculite.

c) Le traitement au four, à 500° C, puis par Cl_2Mg et la glycérine, peut ramener la vermiculite à 17 Å, tandis que le traitement par ClH détruit la vermiculite et laisse la kaolinite et la montmorillonite (ce qui peut encore aider à lever l'indétermination).

Ce minéral, assez difficile à caractériser, parfois associé à la chlorite, est assez rare dans la région étudiée.

II. — La répartition des minéraux argileux.

I. — GÉNÉRALITÉS SUR LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES VASES MARINES

La sédimentation argileuse, en milieu marin, a fait l'objet de discussions au sujet des mécanismes physico-chimiques :

1° *L'hypothèse de « l'héritage »*. — Elle est soutenue par CORRENS (1938), GRIM (1949) et A. RIVIÈRE (1952, 1953). Ces auteurs pensent que, sauf exceptions rares, les argiles sous-marines résultent des lessivages, érosions et altérations continentales, sédimentées par la suite en milieu marin, après une longue évolution.

Pour A. RIVIÈRE, les complexes de piedmont formés en milieu acide proviendraient du lessivage des surfaces kaolinisées ou latéritisées. La mer ne serait que l'aboutissement de ces minéraux continentaux. La prédominance de ces derniers est marquée par la kaolinite et l'illite : il en est de même dans le milieu marin.

GRIM (1949) a constaté une augmentation de l'illite vers le large. Pour l'expliquer, A. RIVIÈRE (1952) pense à une différence dans la vitesse du dépôt des particules argileuses en mer.

2° *L'hypothèse des néoformations.* — Elle est soutenue par HENIN (1947), MICHAUD et MILLOT (1950, 1953). Ces auteurs ne nient pas l'action incontestable des « héritages » minéralogiques, provenant des continents, mais font appel à une évolution pédologique des sols entraînant, par exemple, la transformation des feldspaths en séricite ou en kaolinite.

La néoformation de minéraux argileux au fond des mers est invoquée dans la formation de la *glauconie*, minéral caractérisant les horizons marins. Ce minéral étant très voisin de l'illite.

Ces transformations seraient favorisées par le milieu sulfo-réducteur des vases marines où règne une activité bactérienne anaérobie. Cependant, ces mécanismes biologiques sont mal connus, bien que des variations importantes du pH aient été observées par DEBYSER (1952).

Actuellement, les travaux de A. RIVIÈRE et de son école montrent l'importance de l'héritage dans la sédimentation argileuse au fond des mers. L'étude d'un nombre considérable d'échantillons montre un stock fondamental constitué par l'association kaolinite-illite.

La prédominance de ces deux minéraux caractérise aussi bien le milieu terrestre que le fond des mers et implique souvent des transports sur de longues distances. Une telle évolution hydrodynamique vient d'être mise en évidence par l'étude granulométrique des argiles sous-marines.

Ainsi, il semble que les néogénèses de minéraux argileux, en dehors des milieux pédologiques ou des phénomènes de métasomatose, sont assez exceptionnelles. Ces dernières paraissent intervenir dans le cas des grands fonds marins où on peut envisager un renouvellement du milieu ionique.

Les phénomènes de néogénèse peuvent donc expliquer la genèse des glauconies en milieu marin, et, en une certaine mesure, la nature purement illitique des argiles des grands fonds. Ces transformations nécessiteraient, d'après A. RIVIÈRE, une diffusion ionique très importante et très exceptionnelle pour amener une modification de la structure des minéraux argileux. Des matériaux instables, susceptibles de maintenir longtemps un déséquilibre ionique (verres volcaniques), peuvent favoriser ces transformations (A. RIVIÈRE).

En résumé, la sédimentation kaolino-illitique des fonds marins fait appel à une longue évolution des minéraux argileux continentaux (transports et décantations dans la zone « terrigène » et au-delà de cette zone).

II. — MINÉRAUX ARGILEUX

DES VASES DU PLATEAU CONTINENTAL DE LA PROVENCE

L'ubiquité de l'association illite-kaolinite caractérise toute l'étendue du plateau continental de la Provence calcaire ou cristalline, du littoral à l'abrupt des cañons.

Les recherches confirment, pour la zone étudiée, l'hypothèse de l'héritage, en effet :

1° Les fractions argileuses constituant les impuretés des calcaires et dolomies secondaires de la Provence occidentale sont caractérisées par la prédominance de l'illite et de la kaolinite (Marseilleveyre, Puget, etc.).

2° Les terrains tertiaires bordant le littoral sont intercalés d'horizons argileux où j'ai retrouvé principalement l'illite et la kaolinite (Oligocène de Saint-André, Marseille [J. J. BLANC, 1953]).

3° Les éboulis quaternaires du littoral de la Provence métamorphique renferment en abondance de l'illite et de la kaolinite, comme l'a montré A. RIVIÈRE à Giens. Les analyses effectuées en d'autres points du littoral aboutissent au même résultat.

4° La présence de formations quaternaires d'origine subaérienne, immergées lors des transgressions tyrrhéniennes et flandriennes, est jalonnée par des dépôts, de —80 à —120 m, d'origine continentale riches en illite et kaolinite.

L'action de néoformations éventuelles ne peut être démontrée et le stock argileux du plateau continental résulte du transport d'éléments terrigènes enrichis de la présence des témoins quaternaires immergés.

Ce fond kaolino-illitique montre une légère prédominance d'illite, mais la teneur de ce minéral paraît invariable avec la profondeur.

La présence de montmorillonite caractérise surtout la partie inférieure du plateau continental, par des fonds de plus de 100 m, à la bordure des cañons, au-dessus de la zone des Coraux profonds.

Près de la côte, la montmorillonite a été trouvée à de faibles profondeurs, dans les sables vaseux de la baie de La Ciotat (—45 m) à proximité du substratum détritique d'origine hercynienne (poudingues et grès).

La chlorite est moins abondante. Comme la montmorillonite, elle accompagne la kaolinite et l'illite dans les vases gluantes de la baie de Marseille (—80 m), dans la fraction ultra-fine des sables coquilliers du large (de —100 à —170 m : banc des Blauquières), dans les vases à menus galets de quartz (—100 m : baie de Marseille, Sud de l'île Riou). La chlorite a été trouvée en faibles quantités près du cañon de Porquerolles (—350 m).

La vermiculite est rare; elle a été rencontrée avec la chlorite dans la partie profonde du plateau continental, vers —80 m (vases gluantes au large de Marseille).

En fait, la montmorillonite, la chlorite, éventuellement la vermiculite, constituent les minéraux accessoires du stock argileux fondamental à base kaolino-illitique. Il est, d'autre part, intéressant de constater que ces minéraux accessoires apparaissent principalement à la limite nord des biocénoses plus profondes à *Leptometra phalangium* et *Dentalium panormum*.

CONCLUSIONS

1° Les spectres d'agrégats orientés montrent que les argiles sous-marines du plateau continental de la Provence sont principalement constituées par l'association illite-kaolinite.

Ces minéraux dominants caractérisent les argiles du plateau continental. Ils peuvent être accompagnés de montmorillonite et, plus rarement, de vermiculite et de chlorite.

2° La composition des argiles continentales du littoral et de l'arrière-pays, la répartition de témoins immergés lors des transgressions tyrrhéniennes et flandriennes, sont en faveur d'apports minéralogiques par « héritage ».

Des néoformations éventuelles n'ont pas été mises en évidence. La sédimentation argileuse du plateau continental de la Provence occidentale paraît résulter entièrement d'une évolution dynamique très poussée du matériel terrigène d'origine littorale.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Chaque chapitre étant précédé d'un sommaire et suivi d'un résumé, il paraît inutile de grouper à nouveau ces résultats dans l'exposé général de nos conclusions. Seuls seront développés les idées, les faits nouveaux et les phénomènes précisés au cours de ce travail.

J'insiste sur le caractère préliminaire des recherches; de très nombreuses questions exigent des études détaillées et il faudra exécuter un grand nombre de mesures précises. Des moyens matériels considérables seraient encore nécessaires, mais, en contrepartie, j'ose espérer la rentabilité d'un travail plus complet dans le domaine littoral et sous-marin (économie des ports de pêche, développement des herbiers et leur influence sur la sédimentation, colmatage des ports, étude des transferts et protection du littoral).

Ces recherches concernent des domaines différents, à savoir :

- 1° l'Océanographie physique;
- 2° la Minéralogie et la Pétrographie;
- 3° la Sédimentologie littorale;
- 4° la Sédimentologie appliquée;
- 5° la Sédimentologie sous-marine et la Géologie du Quaternaire.

I. — Océanographie physique.

Les travaux effectués portent principalement sur la courantologie des *calanques* et des *baies abritées*.

Dans les *calanques*, les déplacements des masses d'eau vers le large s'effectuent suivant un tracé en « cardioïde » déterminant des érosions particulières de l'herbier. La présence de vagues obliques et d'un haut-fond suffit à déclencher le phénomène, malgré les réflexions parasites sur les parois. Indépendamment de l'orientation du vent dominant et de la dérive de surface, il y a, en profondeur, un courant de décharge, compensateur de l'afflux des eaux superficielles au fond des *calanques*.

Ces particularités peuvent aussi être en rapport avec les réflexions de la houle et la présence de courants compensateurs sur le fond. Les courants compensateurs correspondent à une discontinuité hydrodynamique mise en évidence par les mesures et le calcul. En effet, le calcul de ces courants semble possible si ces derniers sont assimilés à des courants de gradient sur le fond. Cependant, si cette assimilation paraît à peu près satisfaisante dans le cas des *calanques* larges, elle est l'objet de fortes modifications dans les chenaux de l'herbier où s'établissent de fortes variations dans le rayon hydraulique.

Des courants de fond dont la vitesse est supérieure à 0,5 m/s peuvent provoquer un début d'érosion dans les herbiers. Cette vitesse correspond à d'assez fortes vagues et à une dérive rapide entrant dans les *calanques* (action des vents dominants).

Dans les *baies abritées*, telles que la baie du Brusc, la présence des herbiers, des îles et des indentations du littoral conditionne un régime particulier. Les vagues produisent de rapides dérives de surface, les vitesses augmentent dans les passes. Les courants de surface convergent généralement au centre de la baie. Cet afflux d'eaux superficielles est com-

pensé par des courants de retour au fond des passes et par des courants de fond empruntant les chenaux intermattes.

Lors des violentes tempêtes, ces courants peuvent éroder les herbiers. Par temps calme ou par vagues modérées, la faible vitesse de ces courants ne provoque pas d'érosion.

Les hauts-fonds consécutifs à la croissance verticale des herbiers de *Posidonies* (mattes) présentent un faible pouvoir réfléchissant pour des houles de cambrure élevée. Les mattes émergées exercent, au contraire, une action de freinage considérable; la célérité de la houle peut se réduire au 1/10 de sa valeur initiale. Les réflexions présentées par les mattes émergées sont sensibles et dépendent de la cambrure des houles incidentes et de l'importance du fetch. L'écran présenté par l'herbier émergé est, en outre, caractérisé par une faible rugosité.

II. — Etudes minéralogiques et pétrographiques.

I. — GRANULOMÉTRIES DES SABLES LITTORAUX

Les trois types de courbes cumulatives distingués par A. RIVIÈRE se rencontrent sur le littoral étudié.

1° Le type *parabolique* caractérise les talus détritiques sous-marins et les éboulis non-évolus.

2° Le type *logarithmique* se rencontre dans les cordons littoraux et la zone de déferlement, dans la plupart des mattes et des chenaux de l'herbier. Ce sable est généralement mal classé.

3° J'ai insisté sur la présence d'un faciès *hyperbolique* particulier aux sédiments grossiers évolués des talus détritiques, des criques, des passes, des îles et des fonds de calanques. Il en est de même pour certains sables d'origine biologique (articles de *Jania*).

Les diagrammes en coordonnées polaires montrent que les zones d'ablation présentent un seul maximum, tandis que les sables des cordons littoraux ont deux maxima. Il en est de même pour les sables éoliens d'origine littorale.

Les sables coquilliers des mattes d'herbiers montrent plusieurs maxima (diagramme massif et irrégulier).

Des anomalies s'observent lors du mélange de stocks récents ou de sables ayant subi une longue évolution géologique.

Les courbes expérimentales mises sous la forme canonique montrent un stock initial issu de l'éboulis subaérien : c'est le faciès du talus déritique non évolué.

Le sédiment « évolue » par la suite sous l'effet d'actions hydrodynamiques variées. Les stocks calcaires d'origine biologique présentent une forte dispersion aléatoire qu'il est possible d'évaluer. Ils s'écartent de cette évolution et constituent des sédiments particuliers tendant vers une distribution logarithmique. Le terme de l'évolution est représenté par les sédiments littoraux fins ou grossiers, à faciès hyperbolique. La pente de la partie rectiligne des courbes expérimentales ramenées à la forme canonique peut devenir invariable lorsque l'évolution du sédiment est très poussée.

L'analyse granulométrique appliquée à l'étude des transferts montre un classement généralement de plus en plus accusé tout au long du cheminement. On aboutit à un sable évolué (logarithmique ou hyperbolique) dans les zones de colmatage où se développe un herbier.

II. — GRANULOMÉTRIES DES SÉDIMENTS SOUS-MARINS

L'indice de facies Ng de A. RIVIÈRE permet de caractériser les divers types de fonds.

Les sédiments coquilliers grossiers présentent des courbes cumulatives déformées aux extrémités par une forte dispersion aléatoire. Cette dernière sera évaluée par l'indice de dispersion de A. RIVIÈRE.

La plupart des biotopes décrits par J.-M. PÉRÈS et J. PICARD sont en rapport avec des valeurs de Ng ou de l'indice de dispersion.

1° Les facies *paraboliques* caractérisent les peuplements superficiels, les sables d'éboulis et la vase superficielle des cañons (de —350 à —500 m) à *Terebratula* et *Dentalium agile*.

2° Le facies *logarithmique* est particulier aux sédiments encroûtés par les thanatocœnoses quaternaires, aux sables des passes, à proximité des hard-grounds, aux sables vaseux (de —40 à —80 m) à *Pennatula* et *Dentalium inæquicostatum*, aux sables coquilliers du large (—90 à —125 m) à *Leptometra phalangium* et *Dentalium panormum*.

3° Les sédiments *hyperboliques* correspondent aux vases portuaires et aux vases putrides des égouts (peuplements nitrophiles), aux vases gluantes à *Stichopus* de la baie de Marseille, aux sables fins des calanques et des fonds de baies à *Nassa mutabilis* et *Venus gallina*.

La dispersion aléatoire est très importante dans les facies du talus détritique, les éboulis, les sables vaseux et les sables coquilliers du large.

La dispersion demeure assez forte pour les biotopes de l'herbier à Posidonies et des vases décantées dans les ports ou aux débouchés des rivières et des égouts.

La dispersion est faible, quasi nulle, pour les vases des cañons, les vases gluantes de la baie de Marseille et les sables fins des calanques et des fonds de baies.

Les variations des indices de dispersion et de translation en fonction de la profondeur montrent des familles de points correspondant aux principales *aires de sédimentation*.

Les aires sédimentaires du plateau continental sont limitées par des discontinuités hydrodynamiques, biologiques ou géologiques (limites du déferlement, limite d'action des courants compensateurs sur le fond, limites d'action de l'activité photosynthétique de l'herbier, influence des concrétionnements organogènes, présence de stocks quaternaires).

La limite abrupte du plateau continental, vers le large, isole l'aire des Coraux profonds et les vases des cañons.

Ces aires sédimentaires peuvent être détruites par l'activité humaine (épandage des vases portuaires et des vases d'égouts), par les courants turbides d'origine rhodanienne, par les altérations biologiques (Clones) et les actions hydrodynamiques (courants de fond).

J'ai montré qu'il n'y avait pas de variations granulométriques *continues* le long du profil du plateau continental, mais des zones sédimentaires à l'intérieur desquelles s'observe un gradient de variations vers un type hyperbolique ou un type parabolique (dans le cas d'une évolution régressive).

Cette évolution, particulière à chaque aire sédimentaire, est le plus souvent *irréversible*, *limitée* aux discontinuités hydrodynamiques, géologiques ou biologiques, *continue* dans la zone où s'exerce le gradient de variation.

Les types aberrants à forte dispersion aléatoire peuvent, au terme de leur évolution, tendre vers un faciès logarithmique. C'est le cas des sables coquilliers des chenaux de l'herbier, des sables de « bouchons » de calanques, des « graviers » coralligènes et des sédiments situés au voisinage des hard-grounds.

III. — ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES SABLES LITTORAUX

On peut définir une association minéralogique composée de disthène, de staurotide, de tourmaline et de sillimanite provenant du massif métamorphique des Maures. Ces minéraux caractéristiques sont accompagnés de minéraux accessoires : apatite, augite, biotite, chloritoïde, épidote, grenat, hornblende brune, hyperstène, muscovite, zircon. Cette association est continue sur le littoral étudié; sa composition statistique est altérée par des influences locales (terrasses quaternaires, volcans littoraux) modifiant principalement la répartition des minéraux opaques et des minéraux accessoires.

Les analyses minéralogiques confirment l'existence de relais détritiques accumulant le matériel issu du démantèlement du massif hercynien des Maures au cours des temps géologiques. Ces témoins, d'âges variés, enrichissent les arènes littorales.

De petits transferts locaux, liés à l'action des vagues obliques, montrent une certaine dispersion des minéraux métamorphiques. Ces influences demeurent strictement locales et n'ont rien de commun avec le courant général de la Méditerranée, lequel ne s'exerce qu'au large du littoral étudié et n'a aucune action sur la sédimentation littorale proprement dite.

L'étude des minéraux lourds confirme le sens des transferts de Giens et l'origine des apports constituant la zone superficielle des tombolos.

IV. — ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES ARGILES SOUS-MARINES

Les spectres d'agrégats orientés montrent que les argiles sous-marines du plateau continental de la Provence sont caractérisées par un stock fondamental kaolino-illitique. La kaolinite et l'illite peuvent être accompagnées de minéraux accessoires, tels que la montmorillonite et, plus rarement, la chlorite et la vermiculite.

Des néoformations éventuelles n'ont pas été mises en évidence. La sédimentation argileuse du plateau continental de la Provence occidentale paraît entièrement résulter d'une évolution dynamique très poussée du matériel terrigène d'origine littorale. Ceci confirme la théorie de « l'héritage ».

III. — Sédimentologie littorale.

I. — TRANSFERTS LITTORAUX

Ces transferts demeurent localisés et présentent de faibles amplitudes, exceptés les transferts de Giens.

Les vagues obliques paraissent la condition indispensable à la formation de ces transferts; le sens de ces derniers peut s'inverser avec le vent dominant. Ils donnent des éro-

sions « en amont » et des colmatages vers « l'aval ». Souvent ces efforts se compensent mutuellement avec l'inversion des vents des secteurs Est et Nord-Ouest.

Les zones terminales des colmatages de transferts correspondent à des herbiers en voie d'accroissement.

II. — SÉDIMENTATION DANS LES CALANQUES

Le retour de l'eau sur le fond provoque l'affouillement des herbiers et l'érosion se traduit par la formation de chenaux creusés dans la matte.

La position relative du front d'érosion de l'herbier (ou « tombant » des mattes) indique le degré d'évolution sédimentologique de la calanque où deux phénomènes antagonistes se déroulent : engraissement des fonds et colmatages par l'élévation de la matte de l'herbier ; érosion de ces fonds, jusqu'à une profondeur d'équilibre dynamique, sous l'action des courants compensateurs.

A partir d'une certaine profondeur où les influences se compensent, un nouvel herbier peut se former. On peut ainsi observer des mattes « emboîtées ».

III. — SÉDIMENTATION DANS LES BAIES ABRITÉES

D'importants herbiers à Posidonies se développent dans les baies abritées. Sous l'action des houles directes et réfractées s'établissent des courants convergents compensés, sur le fond, par des courants « de décharge ». Ces courants peuvent éroder l'herbier lors des tempêtes, tandis que les zones calmes, à l'abri des îles, sont le siège d'une sédimentation enrichie par les débris organiques issus de l'herbier.

La plupart des baies ont été l'objet d'importants colmatages détritiques, lessivés ou soliflués, durant la régression post-tyrrhénienne.

Lors de la transgression flandrienne (Versilien) se forment les baies proprement dites. Les conditions sont alors favorables au développement d'importants herbiers aboutissant à des colmatages dus à la croissance de la matte.

Actuellement, les mattes sont érodées par des courants de fond, tandis que les zones les plus abritées montrent d'anciennes mattes ensablées.

IV. — SÉDIMENTATION DES TOMBOLOS (GIENS)

Les observations de sédimentologie littorale actuelle expliquent, dans une certaine mesure, la formation et l'évolution de la presqu'île de Giens.

L'action des vents est traduite par les vagues obliques conditionnant les transferts NWS-S et NNE-S, par les houles induites et les modifications du plan d'eau des étangs situés entre les tombolos actuels.

Le régime des étangs de tombolos est assez particulier. De petites vagues obliques érodent rapidement les bordures intérieures des tombolos, du côté des étangs, tandis que la partie « sous le vent » est protégée et peut même s'engraisser. D'où la migration des tombolos de l'Est vers l'Ouest. Ainsi, le tombolo occidental de Giens s'érode par l'intérieur.

Les sondages effectués dans ces tombolos montrent une épaisseur de 45 à 55 m de Flandrien (Versilien) surmontant un éboulis de piedmont régressif (post-tyrrhénien, à la

cote —58). Ce Flandrien est constitué de vases sableuses à débris de Posidonies, à faune subactuelle, entrecoupée de cordons littoraux et de sables marins. Ces accumulations résultent de dépôts littoraux et de « lagunes » d'arrière-plage enrichis par les débris d'importants herbiers à Posidonies.

La puissance de ce Flandrien et le surcreusement du thalweg du Gapeau peuvent s'expliquer si on admet une importante phase de régression au post-tyrrhénien, inférieure à la cote —70. Mais on peut aussi envisager un affaissement du domaine littoral lié à la théorie de la flexure continentale.

J'ai essayé de donner une explication sur la formation des tombolos de Giens. La transgression flandrienne correspond au dépôt des sables et des amas de Posidonies sur un ancien isthme à substratum permien. Les cordons littoraux formés par les vagues obliques du Nord-Ouest et de l'Est isolent des lagunes. Au début du Néolithique, les sondages montrent que la transgression se stabilise et un grand cordon littoral continu se forme : il correspond au tombolo oriental. Ce dernier sera recouvert par les dunes. D'autres dunes surmontent le cordon occidental déjà ébauché par les houles du Nord-Ouest et l'étang des Pesquiers sera ainsi isolé. La migration des dunes et des tombolos s'effectuera d'Est en Ouest et conditionnera la formation et le colmatage des étangs.

V. — LE RÉGIME DES PLAGES

Les fortes houles de mistral (vent NNW et NW) fonctionnent comme « vent de terre » et provoquent un engraissement des plages orientées Est-Ouest.

Pour ces mêmes plages, les houles obliques de vent d'Est correspondent à des ablations et des accumulations dissymétriques au terme de petits transferts.

Les débris issus de la chute automnale des feuilles de Posidonies forment des banquettes généralisées sur le littoral. L'érosion de ces banquettes est, par la suite, accompagnée de la création d'une zone d'amortissement qui protégera les formations littorales meubles (sable bulleux).

Ces actions peuvent s'accompagner d'un triage des minéraux aux sommets, sur les versants et dans les creux des ripple-marks.

Les ripple-marks imbriqués semblent résulter de l'interférence des houles obliques, des houles induites et de forts clapots.

L'étude granulométrique des croissants de plages montre un mode particulier de classement souvent influencé par les cheminements latéraux.

A. RIVIÈRE et S. VERNHET ont montré que la formation de ces croissants est liée à la diminution du vent et à la persistance de la houle, d'où renversement de l'undertow et engraissement. Mes observations confirment ce point de vue et la formation nocturne des croissants correspond aux accalmies des principaux vents, tels que le mistral.

VI. — DISPERSION DES SÉDIMENTS

J'ai décrit un mécanisme particulier de la dispersion au large des sédiments sableux sur les plages en voie d'amaigrissement.

Le déplacement du sable s'effectue par saltation ou traction dans un système de chenaux obliques. Le dessin de ces chenaux est modifié par la migration des rides litto-

rales et les variations du profil de la plage. Ces courants de retour peuvent être assimilés à une forme particulière de l'undertow.

On peut distinguer des modalités pour les plages, les criques et les baies largement ouvertes.

VII. — ÉROSION DU FOND, « RIP-CURRENTS » ET DÉPLACEMENTS EN « CARDIOÏDE »

Sur les plages, les déplacements des masses d'eau vers le large se font soit par « rip-currents », soit par une dérive dont le tracé rappelle celui d'une « cardioïde » (pour les plages exposées aux vagues obliques). La présence de hauts-fonds (mattes ou terrains quaternaires) suffit à provoquer le phénomène.

La zone du « rip » correspond au maximum de turbidité et au retour au large de l'eau. Ce retour est accompagné d'érosions particulières sur les herbiers et certains secteurs des plages.

VIII. — ACTION DES TEMPÊTES

La phase initiale des tempêtes se traduit par un amaigrissement marqué des plages. Cependant, le paroxysme de la houle correspond généralement au début de la phase d'affaiblissement du vent. Ceci s'accompagne d'une diminution de l'activité des courants compensateurs sur le fond.

Ainsi, la fin de la tempête est caractérisée par un colmatage des plages où déferlent les gros rouleaux. Cet enrichissement est lié à l'érosion des petits fonds et des rides qui s'éloignent du rivage par élargissement de la zone de turbulence.

Les rides s'aplanissent et peuvent même disparaître.

Les plages à pente faiblement inclinée résistent bien aux affouillements.

IV. — Sédimentologie littorale appliquée.

Il est possible d'envisager des mesures de protection contre les affouillements du littoral. Ces derniers sont le plus souvent liés aux vagues obliques, qu'il s'agisse de la zone de retour au large des masses d'eau ou du front littoral des « rip-currents ».

En effet, les érosions, pour le secteur étudié, demeurent localisées. Les murs et les épis sont inefficaces et rapidement détruits. L'édification d'enrochements simples, parallèles à la côte et dans les petits fonds, est susceptible de gêner le retour au large des masses d'eau et d'arrêter l'érosion, comme nous avons pu le constater en Sicile et en Calabre.

Les épis de type italien, en « T » incliné suivant le sens du transfert dominant, pourraient donner d'intéressants résultats.

L'érosion s'exerce principalement sur les talus limoneux quaternaires et récents. Il faut souligner le travail de préparation dû aux eaux d'infiltration.

La construction de murs ne donne aucun résultat et, après destruction de ces derniers, le phénomène naturel est accéléré. Les radiers argileux compacts (accentuation du flux de retour par absence de porosité) et en pente douce donnent d'intéressants

résultats dans la mesure où on obtient un drainage satisfaisant des eaux phréatiques.

Réciproquement, les colmatages dus aux transferts et au développement des herbiers rendent le plus souvent les ports-abris inutilisables.

Dans le cas des herbiers de Posidonies, ces colmatages peuvent être évités par des dynamitages judicieux suivis de dragages.

Les enrochements, les jetées brise-lames réfléchissent et diffractent les houles et, s'ils réduisent les colmatages, diminuent aussi les qualités de l'abri. Il en est de même pour les chasses aménagées dans les digues.

Des jetées de type « hyperbolique » préconisées par A. RIVIÈRE et J. LAURENT seraient susceptibles de donner d'intéressants résultats en détournant les transferts sur des herbiers.

V. — Sédimentologie sous-marine.

Les recherches montrent une grande variété de fonds correspondant souvent à des biocénoses individualisées.

Les sédiments détritiques superficiels sont l'objet d'une évolution hydrodynamique poussée et constituent, au départ, un stock primaire, souvent mal classé (sables, granules, galets, brèches d'éboulements sous-marins).

Des fonds et biotopes naturels, tels que les herbiers et le coralligène, peuvent régresser devant l'extension des vases putrides des fonds portuaires et des égouts. D'autre part, les calcaires organogènes construits s'accroissent suivant des processus exclusivement biologiques et peuvent présenter une évolution régressive sous l'action d'autres facteurs biologiques, ainsi que l'ont montré J.-M. PÉRÈS et J. PICARD.

Ce stade détritique particulier est complété par l'action dynamique des courants de fond qui aboutit à un triage des « graviers coralligènes » aboutissant aux sables et aux sablons.

Dans le secteur occidental de la baie de Marseille, l'influence de la sédimentation rhodanienne se traduit par des courants turbides amenant le dépôt d'éléments fluviaux fins et ultra-fins ayant subi une longue évolution.

Les sables coquilliers vaseux forment la plus grande partie des fonds du plateau continental, de —50 à —100 m. Leur origine résulte du mélange des stocks quaternaires correspondant aux phases régressives (galets siliceux, encroûtements et débris de coquilles, thanatocénoses) et de stocks récents provenant du remaniement des fonds sableux littoraux et du coralligène.

Nous n'avons aucun renseignement sur les zones profondes qui demeurent étrangères à l'évolution des types sédimentaires superficiels.

A la partie supérieure de l'abrupt des cañons se développe la biocénose des Coraux profonds. Dans les cañons et sur les versants se dépose une vase dont les caractéristiques sont peu connues, mais qui paraissent distinctes des vases du plateau continental.

L'évolution de certains types de fonds, sous l'action des facteurs hydrodynamiques ou biologiques, paraît irréversible, comme nous l'avons montré dans l'étude granulométrique.

D'autre part, la présence de thanatocénoses et de stocks d'origine subaérienne demeure liée à l'histoire du Quaternaire marin de la Méditerranée.

BIBLIOGRAPHIE

Liste des principales abréviations utilisées :

- Ann. Inst. Océan. : Annales de l'Institut Océanographique.
 Arch. Zool. exp. : Archives de Zoologie expérimentale.
 B. S. G. F. : Bulletin de la Société Géologique de France.
 B. S. P. F. : Bulletin de la Société Préhistorique française.
 Bull. Inst. Océan. Monaco : Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco.
 Bull. C. O. E. C. : Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes.
 C. R. som. S. S. G. F. : Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France.
 C. R. Ac. Sc. : Comptes rendus de l'Académie des Sciences.
 J. Sed. Petr. : Journal of sedimentary petrology.
 Rec. Tr. S. M. E. : Recueil des Travaux de la Station marine d'Endoume, Marseille.

HISTORIQUE. OUVRAGES GÉNÉRAUX. MONOGRAPHIES

1. BAULIG (H.) (1950) : *Essais de Géomorphologie*. Paris, les Belles-Lettres.
2. BENOIT (F.) (1952) : L'archéologie sous-marine en Provence. *Revue Etudes Ligures*, 3-4.
3. BERARD (L.) (1927) : La morphologie côtière de Marseille à Toulon et l'origine des Calanques. *Annales de Géographie*, 36, pp. 67-70.
4. BERTRAND (M.) (1882) : Sur l'origine des poudingues de La Ciotat; *B. S. G. F.*, XX.
5. BIGELOW (H. B.) (1931) : *Oceanography*. Chapman and Hall.
6. BLANC (J. J.) (1950-1951) : Le Crétacé supérieur de la région de La Ciotat et de ses abords, t. I et II. *Bull. Museum Hist. Nat. Marseille*, t. 10, 11.
7. BLANC (J. J.) (1951) : Les formations détritiques de La Ciotat; Etude statistique et pétrographique. *B. S. G. F.*, 6, s. 1, pp. 369-380.
8. BLANC (J. J.) (1953) : Le gîte d'Ellianac, Cassis (B.-du-R.). *Provence Historique*, t. III, n° 12, pp. 79-92.
9. BLANCHARD (R.) (1911) : Les côtes de Provence. *La Géographie*, XXIV, pp. 201-224.
10. BLYTH (F. G. H.) (1943) : *A Geology for engineers*, London.
11. BONIFAY (E.) (1954) : Les terrasses quaternaires de la vallée de l'Huveaune (B.-du-R.). *B. S. G. F.*, t. 4, n° 1-3, pp. 31-44.
12. BONNET (A.) et RAZAVET-DUBOUL (C.) (1953) : Note préliminaire sur le Quaternaire de la Camargue. *B. S. G. F.*, t. 3, n° 4-6, p. 277.
13. BOUCHAYER (A.) (1931) : *Marseille ou la mer qui monte*.
14. BOURCART (J.) (1949) : *Géographie du fond des mers*. Bibliothèque Scientifique, Payot, Paris.
15. BOURCART (J.) (1952) : *Les frontières de l'Océan*. Albin-Michel, Paris.
16. BOURCART (J.) (1952) : Océanographie. Introduction à la Géologie. *Cours du Centre de Documentation Universitaire*, Paris.
17. BOURCART (J.), ROMANOVSKY (V.) et FRANCIS-BŒUF (C.) (1953) : *La Mer*. Larousse, Paris.
18. BRAJNIKOV (B.), FRANCIS-BŒUF (C.) et ROMANOVSKY (V.) (1943) : *Techniques d'études des sédiments et des eaux qui leur sont associées*. Act. Sc. Ind. Hermann, Paris.
19. BUSQUET (R.) (1952) : *Histoire de Marseille*, Laffont, édit.
20. CAILLEUX (A.) (1952) : Récentes variations du niveau des mers et des terres. *B. S. G. F.*, t. II, n° 1-3, pp. 314-315.
21. CAYEUX (L.) (1929) : Les roches sédimentaires en France. Roches siliceuses. *Mémoires Carte Géol. de France*.
22. CAYEUX (L.) (1935) : *Les roches sédimentaires en France. Roches carbonatées*. Masson et C^{ie}, édit., Paris.
23. CHARDONNET (J.) (1948) : Les calanques provençales. Origines et divers types. *Ann. Géographie*, n° 308.

24. CORROY (G.) et DENIZOT (G.) (1935) : Guide géologique de la Provence occidentale. *Ann. Faculté des Sc. Marseille*, 2° s., t. VIII.
25. COUPRY (J.) (1949) : Recherches sous-marines à Olbia. *Bull. Club Alpin sous-marin*.
26. COUSTEAU (J. Y.) et DUMAS (G.) (1954) : *Le Monde du Silence*. Editions de Paris.
27. DENIZOT (G.) (1934) : Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Muséum Hist. Nat. Marseille*, t. XXVI.
28. DENIZOT (G.) (1934) : Notes sur l'ancien débouché de l'Huveaune et sur la formation du Vieux-Port. *Provincia*, t. XIII, p. 163.
29. DENIZOT (G.) (1938) : La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. Etude géologique. *Ann. Faculté des Sc. Marseille*, 2° s., t. XI, 1.
30. DENIZOT (G.) (1948) : Leçons sur les temps quaternaires. *Cours de l'Université de Montpellier*. C. D. U., Paris.
31. DEROGNAT (M.) (?) : Le zéro du nivellement et le nivellement général de la France (manuscrit trouvé à Marseille et dont un résumé a été publié dans le *Bull. de l'Associat. fr. pour l'Avanc. Sc.*, en mai 1937).
32. DIOLE (P.) (1952) : *Promenades d'archéologie sous-marine*. Albin-Michel, Paris.
33. FABRE (S.) (1940) : Le Crétacé supérieur de la basse Provence occidentale (Cénomanien et Turonien). *Ann. Faculté des Sc. Marseille*, série 2, t. 14.
34. FILLIAS (A.) (1949) : *L'expansion de la Terre*, Marseille.
35. FOURMARIER (P.) (1944) : *Principes de géologie*. Masson et C^{ie}, édit., Paris.
36. FREUNDLICH (H.) (1935) : Thixotropy. *Act. Sc. Ind. Hermann*, Paris.
37. FURON (R.) (1941) : *La Paléogéographie*. Bibl. Sc. Payot.
38. GIGNOUX (M.) (1943) : *Géologie stratigraphique*. Masson et C^{ie}, édit., Paris.
39. GUILCHER (A.) (1951) : Océanographie : I. Morphologie, structure et sédiments sous-marins; II. Hydrologie marine. *Centre Doc. Univ.*, Paris.
40. GUILCHER (A.) (1954) : *Morphologie littorale et sous-marine*. Presses Universitaires de France.
41. GUINIER (A.) (1945) : *Radiocristallographie*. Dunod.
42. JAHANDIEZ (E.) (1929) : *Les îles d'Hyères*.
43. JOHNSON (D. W.) (1919) : *Shore processes and shoreline development*. J. Wiley, New-York.
44. KRUMBEIN (W. C.) et PETITJOHN (F. J.) (1938) : *Manual of sedimentary petrography*. Appleton Century, New-York, London.
45. KUENEN (P. H.) (1950) : *Marine Geology*. J. Wiley, New-York.
46. LAYET (J.) (1950-1951) : Le site de Telo et ses premiers habitants. *Ann. Soc. Sc. Nat. Toulon*, n° 3, p. 130.
47. LENTHERIC (C.) (1880) : *La Provence Maritime ancienne et moderne*. Paris, Plon.
48. MACAR (P.) (1946) : *Principes de Géomorphologie normale*. Masson, Liège.
49. MARSILLI (1725) : *Histoire physique de la mer, ouvrage enrichi de figures dessinées d'après le naturel...* Amsterdam.
50. MARTEL (E. A.) (1921) : Sur la transgression aux calanques de Marseille. *B. S. G. F.*, 23 mai.
51. MARTEL (E. A.) (1928) : *La France ignorée*. T. I.
52. MARTONNE (E. DE) (1929) : *Traité de Géographie physique*.
53. MÉRY (1860) : *Marseille et les Marseillais*. Librairie Nouvelle, Paris.
54. MICHELOT (H.) (1775) : *Le Portulan de la Mer Méditerranée ou le vrai guide des pilotes costiers*. Bibliothèque Chambre Com. Marseille, C-80.R.
55. MILNER (H. B.) (1940) : *Sedimentary Petrography*. Thomas Murby and C^o, London.
56. PETTITJOHN (F. J.) (1948) : *Sedimentary Rocks*. Harper and brothers Publishers.
57. PRUVOST (P.) (1930) : Sédimentation et subsidence. *Livre Jubil. Soc. Géol. Franç.*, pp. 545-564.
58. RAZAVET-DUBOUL (C.) (1955) : Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Camargue. *Thèse Paris; Rec. Tr. S. M. E.*, t. 17, n° 10, Marseille.
59. REBUFFAT (G.) et OLLIVE (G. M.) (1949) : *Calanques*. Arthaud.
60. REPELIN (J.) (1914-1930) : *Les Bouches-du-Rhône. Encyclopédie départementale* : 1° Géographie physique, sol et habitants (1914). 2° Description géologique succincte (1930). Marseille.

61. ROUGH (J.) (1946) : *La Méditerranée*. Bibliothèque Philosophie Scient.
62. ROUX (J.) (1764) : *Recueil des principaux ports et rades de la Méditerranée extraits de ma Carte en douze feuilles, dédiée à Monsieur le Duc de Choiseul, Ministre de la Guerre et de la Marine, gravée avec le privilège du Roy, par son très humble serviteur, Joseph Roux, Hydrographe du Roy, à Marseille*. La Ciotat : planche 21; rade de Toulon : pl. 23; Baye d'Hyères : pl. 25.
63. SHEPARD (F. P.) (1948) : *Submarine Geology*. Harper, New-York.
64. SHROCK (R. R.) (1948) : *Sequence in layered rocks*. Mc Graw Bok, Comp. Inc., New-York-Toronto-London.
65. SVERDRUP, JOHNSON et FLEMING (1942) : *The Oceans*. Prentice Hall incorp., New-York.
66. SUDRY (L.) (1910) : L'étang de Thau. Essai de monographie océanographique. *Thèse Nancy*.
67. TERMIER (H. et G.) (1952) : *Histoire géologique de la biosphère*. Masson et C^{ie}, édit., Paris.
68. TWENHOFEL (W. H.) (1939) : *Principles of sedimentation*. Mc Graw-Hill Book, comp.
69. VASSEUR (G.) (1914) : Origine de Marseille. *Ann. Muséum Hist. Nat. Marseille* t. XIII.
70. VILLENEUVE (Comte DE) (1821) : *Statistique du département des Bouches - du - Rhône*. Marseille.
71. VILLENEUVE-FLAYOSC (H. DE) (1856) : *Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence*.

GRANULOMÉTRIES ET ARGILES

72. ALIMEN (H.) (1953) : Caractères granulométriques d'un dépôt effectué par le vent de sable à Béni-Abbès (Algérie). *C. R. som. S. S. G. F.*, 15 juin, pp. 234-236.
73. ALIMEN (H.) (1953) : Variations granulométriques et morphoscopiques du sable le long des profils dunaires au Sahara occidental. *Colloques internationaux du C. N. R. S.*, XXXV, p. 212.
74. BERTHOIS (L.) et AUBERT (M.) (1949) : Recherches expérimentales sur les erreurs dues au tamisage. *Bull. Soc. Sc. Bretagne*, t. XXIV, pp. 81-86.
75. BERTHOIS (L.) et AUBERT (M.) (1950) : Remarques sur l'influence de la durée du tamisage dans les analyses granulométriques. *Ann. Ecole Nat. Agric. Rennes*, t. XIII.
76. BERTHOIS (L. et C.) (1951) : Note sur la précision des tamisages mécaniques. *B. S. G. F.*, VI^e s., t. I, p. 87.
77. BERTHOIS (L.) et SCHMITT (M.) (1936) : Appareil pour le triage hydromécanique des éléments fins des limons. *Bull. Soc. Sc. Bretagne*, t. 13, n° 3-4, pp. 176-186.
78. BERTHOIS (L.) (1954) : Granulométrie des sédiments dans les rides marines et fluviales. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 4, p. 168.
79. BIETLOT (A.) (1940-1941) : Méthode d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes. *Mém. Soc. Géol. Belgique*, t. 64; 2, pp. 79-169.
80. BILLY (G.) (1954) : *Etude des courbes normales de dispersion. Eléments de statistique*. Centre Documentation Universitaire, Paris.
81. BLANC (J. J.) (1954) : Sur l'application de la méthode des indices granulométriques de A. Rivière aux sédiments grossiers. Interprétation des courbes expérimentales mises sous la forme canonique. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, 29 mars, pp. 1436-1438.
82. BOURCART (J.) (1941) : Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles *B. S. G. F.*, t. 5, n° 11, p. 117.
83. BOURCART (J.) (1937) : Sur la possibilité de déterminer l'origine d'un ensablement par l'étude des courbes de fréquence granulométriques. *C. R. som. S. S. G. F.*, 17 fév. pp. 49-50.
84. BRAJNIKOV (B.) (1944) : Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des dépôts lourds dans un sédiment. *B. S. G. F.*, 1944, p. 381.
85. CAILLEUX (A.) (1937) : Analyseur hydraulique pour sables. *C. R. som. S. S. G. F.*, 19 avril, pp. 92-94.

86. GESSNER (H.) (1936) : *L'analyse mécanique. Tamisage, sédimentation, lévitation*. Dunod, Paris. Traduit de l'allemand par Buffle.
87. GLANGEAUD (L.) (1949) : *Observations sur le triage granulométrique des sédiments le long des plages sableuses à marées. Sédimentation et quaternaire*, France, p. 95.
88. GRAULICH (J. M.) (1951) : L'emploi des courbes cumulatives dans l'étude de l'indice d'émoussé des galets. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 74, pp. 155-186.
89. LAFOND (L. R.) (1953) : Sur l'évolution granulométrique des sédiments dans le bassin de la Vilaine. *B. S. G. F.*, t. 3, n° 1-3, pp. 175-186.
90. MILLOT (G.) (1949) : Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Thèse Nancy*.
91. MUNIER (P.) et RIVIÈRE (A.) (1946) : *Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique*. Centre National d'études et recherches céramiques, n° 14.
92. RIVIÈRE (A.) (1944) : Sur les méthodes granulométriques de sédimentation. *B. S. G. F.*, (5), n° 14, pp. 409-437.
93. RIVIÈRE (A.) (1946) : Contribution à l'étude des sédiments argileux. *B. S. G. F.*, (5), n° 16, pp. 43-57.
94. RIVIÈRE (A.) (1937) : L'interprétation rationnelle des spectres de tamisage des sédiments sableux et la signification géologique des diagrammes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 204, n° 6, pp. 441-443.
95. RIVIÈRE (A.) (1937) : La constitution granulométrique des sédiments sableux et les grandes lignes de leur évolution dans les différents milieux géologiques. *C. R. Ac. Sc.*, t. 204, pp. 703-705.
96. RIVIÈRE (A.) (1944) : Sur les spectres de poudre des minéraux du groupe kaolinique. *C. R. som. S. S. G. F.*, 15 mai, pp. 99-101.
97. RIVIÈRE (A.) (1944) : Sur la présence d'argiles du groupe beidellite-nontronite dans les vases littorales. *C. R. som. S. S. G. F.*, 5 juin, p. 121.
98. RIVIÈRE (A.) et VERNHET (S.) (1951) : Sur la sédimentation des minéraux argileux en présence de matières humiques. Conséquences géologiques. *C. R. Ac. Sc.*, 8 oct. 1951, pp. 807-808.
99. RIVIÈRE (A.) (1946) : Sur les argiles micacées (Illites). *C. R. Ac. Sc.*, t. 222, 17 juin, pp. 1445-1446.
100. RIVIÈRE (A.) (1946) : Méthode simplifiée de diagnose roentgenographique des argiles. Application à l'étude des Bravaisites (Illites), leur évolution géologique. *B. S. G. F.*, (5) n° 16, pp. 463-471.
101. RIVIÈRE (A.), SALLE (C.) et VERNHET (S.) (1951) : Sur certaines anomalies granulométriques apparentes des roches argileuses et leur interprétation géologique. *C. R. Ac. Sc.*, t. 232, 16 mai, p. 1848.
102. RIVIÈRE (A.), PIMIENTA (J.), RAZAVET (C.), FRIDMAN (R.) et VERNHET (S.) (1952) : Sur l'interprétation géologique de la granulométrie des sédiments argileux et argilo-vaseux. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, 4 juin.
103. RIVIÈRE (A.) (1952) : Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. *B. S. G. F.* (2), n° 1-3, p. 145.
104. RIVIÈRE (A.) (1952) : Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique. *B. S. G. F.* (2), n° 1-3, p. 155.
105. RIVIÈRE (A.) (1952) : La granulométrie des sédiments argilo-vaseux est susceptible d'une expression analytique générale. Notion de faciès granulométrique. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, 30 juin, pp. 2628-2630.
106. RIVIÈRE (A.) (1952) : Pouvoir décolorant et forme structurale des argiles. *Centre de Perfectionnement Technique, cours conférences*, n° 2713.
107. RIVIÈRE (A.) (1952) : Sur l'origine des argiles sédimentaires. *Congrès Géologique international, Alger*; Comité international pour l'Etude des Argiles, fasc. XVIII.
108. RIVIÈRE (A.) (1953) : Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. *Revue Inst. fr. Pétroles et Annales des Combustibles liquides*, vol. VIII.

109. RIVIÈRE (A.) (1954) : Généralisation de la méthode des faciès granulométriques. Evaluation de la dispersion aléatoire. *C. R. Ac. Sc.*, 14 juin, t. 238, pp. 2326-2328.
110. TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) (1953) : Détermination du centile en granulométrie. *B. S. G. F.* (3), n° 7-8, p. 747.
111. URBAIN (P.) (1937) : Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses : 1° Méthodes chimiques, 2° Méthodes microscopiques. *Act. Sc. et Industrielles*, 499. Hermann, Paris.
112. URBAIN (P.) (1942) : Logique des roches argileuses. *B. S. G. F.* (5), n° 12, pp. 97-112.
113. VATAN (A.) (1947) : La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional. *Thèse Paris*.
114. VATAN (A.) (1950) : General aspect of sedimentation in the geological basins of France. *J. Sed. Petr.* (20), n° 2, juin, pp. 65-73.

MINÉRAUX LOURDS

115. ANDEL (T. H. VAN) (1950) : Provenance, transportation and deposition of Rhine sediments. *Thèse Groningen-Wageningen*.
116. ANDEL (T. H. VAN) (1951) : Petrology of Durance River sands. *Proceedings of the third international Congress of Sedimentology. Groningen-Wageningen* (Netherlands), 5-2, juil.
117. BERTHOIS (L.) (1935) : Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du massif armoricain. Mémoires. *Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne*, t. 2.
118. BERTHOIS (L.) (1947) : Nouvelle méthode d'étude quantitative des assemblages de minéraux lourds. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, 10 mai.
119. BLONDEL (F.) (1937) : L'altération des roches par les actions climatiques et marines. *Académie Méditerranéenne*, 25, 26 et 27 mars, Monaco.
120. BOURCART (J.), AUZEL (M.) et MICHEL (J.) (1933) : Sur l'altération des grains de quartz dans certains calcaires. *C. R. som. S. S. G. F.*, 6 nov., p. 19.
121. BOURCART (J.) (1934) : Sur l'origine de l'altération des grains de quartz dans certains calcaires. *C. R. som. S. S. G. F.*, 5 fév.
122. BRAJNIKOV (B.) (1944) : Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des éléments lourds dans un sédiment. *B. S. G. F.*, p. 381.
123. BRAJNIKOV (B.) (1944) : Sur l'origine des grains de quartz dans les sables et les limons. *C. R. som. S. S. G. F.*, 21 fév. pp. 36-38.
124. DUPLAIX (S.) (1948) : *Détermination microscopique des minéraux des sables*. Edit. Béranger, Paris.
125. DUPLAIX (S.) et LALOU (C.) (1949) : Etude minéralogique et granulométrique des sables des plages du littoral méditerranéen. *B. S. G. F.* (5), t. XIX, p. 64.
126. KRININE (P. D.) (1946) : The Tourmaline group in sediments. *J. of Am. Geolog.*, t. LIV, mars, p. 65.
127. LAFFITE (P.) (1953) : Etude de la précision des analyses de roches. *B. S. G. F.* (3), n° 7-8, p. 723.
128. PUGH (D. C.) (1953) : Etude minéralogique des plages picardes et flamandes. *Bull. I. N. F., C. O. E. C.*, n° 6, juin, p. 245.
129. RIM (M.) (1953) : Le classement des minéraux du sable par les agents naturels sur les dunes côtières. *Colloque intern. C. N. R. S.*, XXXV, pp. 236-258.
130. SERONIE-VIVIEN (R.) (1952) : Etude pétrographique et minéralogique des sédiments meubles de la région de Salles (Gironde). *B. S. G. F.* (2), n° 4-6, p. 261.
131. VATAN (A.) (1949) : Premiers résultats d'une étude pétrographique des matériaux du golfe du Lion entre le cap Cerbère et l'embouchure du Rhône. *C. R. som. S. S. G. F.*, 4 avril.
132. VATAN (A.) (1949) : *Etude pétrographique des matériaux sableux côtiers du golfe du Lion entre le cap Cerbère et l'embouchure du Rhône. Sédimentation et Quaternaire, France*, p. 147.

MORPHOSCOPIE

133. BERTHOIS (L.) (1949) : Contribution à l'étude de l'érosion marine et formation des galets. *Bol. Soc. Géol. Portugal*, VIII, 8, 56 p.
134. BERTHOIS (L.) (1949) : L'érosion marine et forme des galets. *C. R. Ac. Sc.*, t. 229, n° 17, pp. 841-843.
135. BERTHOIS (L.) et AUBERT (M.) (1950) : Remarques sur la détermination de la composition minéralogique d'un sable par comptage des grains. *Ann. Ecole Nat. Agric. Rennes*, t. XIII, pp. 189-185.
136. BERTHOIS (L.) (1950) : Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. *Rev. de Géomorphol. dyn.*, n° 5.
137. BERTHOIS (L.) et BERTHOIS (C.) (1952) : Méthode d'étude morphométrique des graviers. *C. R. Ac. Sc.*, 234, 7 janv., p. 224.
138. BERTHOIS (L.) (1952) : Abaques pour le calcul des indices de galets. *Rev. géomorph. dyn.* (4).
139. BERTHOIS (L.) et BERTHOIS (C.) (1952) : Les galets des cordons littoraux actuels en Norvège méridionale. *B. S. G. F.* (2), n° 1-3, p. 19.
140. BLANC (J. J.) (1953) : L'herbier et le filtrage des sédiments à Port-Cros (îles d'Hyères). Etudes morphoscopiques. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 2, pp. 75-82.
141. BOUILLET (G.) et CAILLEUX (A.) (1949) : L'indice d'émoussé des galets de quartz. *B. S. G. F.* (5), n° 19, p. 12.
142. BOUILLET (G.) et CAILLEUX (A.) (1949) : L'indice d'émoussé des galets de gneiss. *B. S. G. F.* (5), n° 19, p. 223.
143. BOUILLET (G.) et CAILLEUX (A.) (1949) : L'indice d'émoussé des galets de roches volcaniques compactes. *B. S. G. F.* (5), n° 19, p. 255.
144. CAILLEUX (A.) (1936) : Galets et grains mous. *B. S. G. F.*, p. 23.
145. CAILLEUX (A.) (1936) : Les actions éoliennes périglaciaires en Europe au quaternaire. *B. S. G. F.* (5), n° 6, pp. 495-506.
146. CAILLEUX (A.) (1934) : L'orientation des galets dans certaines formations marines. *B. S. G. F.* (5), n° 4.
147. CAILLEUX (A.) (1938) : La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques. *Rev. Géograph. phys. et Géolog. dyn.*, II, p. 171.
148. CAILLEUX (A.) (1942) : Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Thèse, Mémoires de la B. S. G. F.*, t. XXI, n° 1-2, n° 46.
149. CAILLEUX (A.) (1948) : Lithologie des dépôts émergés actuels de l'embouchure du Var au cap d'Antibes. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, n° 940.
150. CAILLEUX (A.) (1947) : L'indice d'émoussé des galets calcaires. *C. R. som. S. S. G. F.*, 10 mai.
151. CAILLEUX (A.) (1947) : L'indice d'émoussé des galets. Définition et première application. *C. R. somm. S. S. G. F.* (5), 17, p. 250.
152. CAILLEUX (A.) (1948) : L'indice d'émoussé des galets de silex. *C. R. som. S. S. G. F.* (5), n° 17, p. 250.
153. CAILLEUX (A.) (1950) : Les Huîtres et les grains de quartz émoussés-luisants. *C. R. som. S. S. G. F.*, 6 fév., pp. 38-39.
154. CAILLEUX (A.) (1951) : Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France. *C. R. som. S. S. G. F.*, pp. 44-46.
155. CAILLEUX (A.) (1952) : L'indice d'émoussé des grains de sable et grès. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 2, p. 78.
156. GOGUEL (J.) (1953) : A propos de la mesure des galets et de la définition des indices. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 3, p. 145.
157. GRAULICH (J. M.) (1951) : L'emploi des courbes cumulatives dans l'étude de l'indice d'émoussé des galets. *Ann. Soc. Géolog. Belgique*, LXXIV.
158. KRUMBEIN (W. C.) (1939) : Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Journ. Geol.*, pp. 673-706.
159. KRUMBEIN (W. C.) (1941) : Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petr.*

160. KRUMBEIN (W. C.) (1942) : The effects of abrasion of the size, shape and roundness of rock fragments. *J. Geolog.*, XLIX, pp. 482-520.
161. POUQUET (J.) (1950) : Mises au point. Aplanissement des cailloux calcaires fluviaux. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 3, pp. 123-127.
162. POWERS (M. C.) (1953) : A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sed. Petr.*, t. 23, n° 2, juin, pp. 117-119.
163. SOARES DE CARVALHO (G.) (1951) : L'usure des galets et la granulométrie de quelques dépôts pliocènes du Portugal. *Proc. of the third Int. Congr. of Sedimentology, Groningen-Wageningen*, Netherlands, 5-12 juil.
164. TRICART (J.) et SCHAEFFER (R.) (1950) : L'acquisition de l'indice d'émoussé des galets sous l'effet de l'action de l'érosion. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 4.
165. TRICART (J.) (1951) : Etudes sur le façonnement des galets marins. *Proc. Third. int. Congr. Sed. Groningen-Wageningen*, pp. 245-255.

OCÉANOGRAPHIE

166. BERTHOIS (L.) et COLETTE (C.) (1950) : Note sur la construction graphique de la spirale d'Eckman. *Circulaire Centre Recherches Et. Océanographiques*, t. 1, n° 2.
167. BLANC (J. J.) (1955) : Sédimentologie et Bionomie. *Rec. Travaux S. M. E.*, 15, pp. 25-39.
168. BOURCART (J.) (1950) : Conséquences biogéographiques des dernières découvertes océanographiques. *C. R. somm. S. Soc. Biogéographie*, pp. 2-13.
169. BOURCART (J.) (1952) : Mission océanographique sur le plateau continental de la côte de Provence. *Bull. C. O. E. C.*, pp. 279-282.
170. DELAMARE-DEBOUTTEVILLE et BOUGIS (P.) (1951) : Recherches sur le trottoir d'Algues calcaires effectuées à Banyuls. *Vie et Milieu*, t. III, n° 2, pp. 161-181.
171. ERDE (A. E. VAN DER) (1949) : L'influence de la végétation sur les phénomènes de sédimentation marine. *Sédimentation et Quaternaire, France*, pp. 135-136.
172. FELDMANN (J.) (1940) : La végétation benthique de la Méditerranée. *Soc. Biogéographie*, t. VII.
173. FISCHER (P. H.) (1943) : La répartition actuelle des Mollusques marins envisagée comme base d'appréciation pour les géologues. *B. S. G. F.* (5), n° 13, pp. 441-458.
174. FOURNIER D'ALBE (E. M.) (1951) : Sur les embruns marins. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, n° 995, 16 juin.
175. GOUGENHEIM (A.) (1952) : Mode de calcul simplifié des courants dus au vent. *Bull. C. O. E. C.*, n° 9, pp. 341-359.
176. KNAPP (R. T.) (1953) : Etude de l'interaction entre un fluide et des particules en suspension dans les écoulements sous l'action de la pesanteur et les courants de densité. *Coll. intern. C. N. R. S.*, XXXV, pp. 118-153.
177. KOEHLER (R.) (1894) : Echinodermes recueillis à La Ciotat pendant l'état 1894 (description sommaire des fonds de la baie de La Ciotat). *Mém. Soc. Zool. France*, 7, pp. 405-426.
178. LALLEMAND (C.) et PRÉVOT (E.) (1929) : Variations lentes du niveau moyen de la mer sur le littoral français. *C. R. Ac. Sc.*, 27 mai.
179. LAURENT (J.) et DEVIMEUX (W.) (1951) : Etude expérimentale de la réflexion de la houle sur les obstacles accolés. *Revue Gén. Hydraul.*, n° 65.
180. LAURENT (J.) (1949) : Mécanisme de la formation des flèches de sable. *Rev. Gén. Hydraul.*, n° 52, p. 193.
181. LE FLOCH et ROMANOVSKY (V.) (1954) : Circulation superficielle des eaux dans la partie orientale du bassin occidental de la Méditerranée. *Travaux du Centre Et. Recherches Océan.*, t. I, n° 1.
182. MARION (A. F.) (1883) : Considérations sur les faunes profondes de la Méditerranée. *Ann. Muséum Hist. Nat. Marseille*, t. I, n° 2, pp. 34-35.
183. MARION (A. F.) (1883) : Esquisse d'une topographie zoologique du golfe de Marseille. *Ann. Muséum Hist. Nat. Marseille*, t. I, n° 1.

184. MÉNARD (H. W.) (1950) : Transportation of sédiment by bubbles. *J. Sed. Petr.*, t. 20, n° 2, juin, pp. 98-106.
185. MICHE (R.) (1953) : Valeurs comparées des coefficients de frottement déduits de l'amortissement des marées et des houles, ainsi que des écoulements permanents. *Bull. C. O. E. C.*, n° 1, p. 8.
186. MOLINIER (R.) et PICARD (J.) (1951) : Note préliminaire sur la biologie des herbiers de Zostéracées des côtes françaises de la Méditerranée. *C. R. Ac. Sc.*, 12 nov.
187. MOLINIER (R.) et PICARD (J.) (1952) : Recherches sur les herbiers de Phanérogames marines sur le littoral méditerranéen français. *Ann. Inst. Océan.*, t. XXVII, n° 3.
188. MOLINIER (R.) et PICARD (J.) (1954) : Nouvelles recherches bionomiques sur les côtes méditerranéennes françaises. *Rec. Tr. S. M. E.*, n° 13, pp. 9-19.
189. MORET (L.) (1940) : Rôle probable des Holothuries dans la genèse de certains sédiments calcaires. *C. R. som. S. S. G. F.*, 22 janv., pp. 11-12.
190. PÉRÈS (J.-M.) et PICARD (J.) (1952) : Les corniches calcaires d'origine biologique en Méditerranée occidentale. *Rec. Tr. S. M. E.*, 4.
191. PÉRÈS (J.-M.) et PICARD (J.) (1952) : Répartition sommaire des biotopes marins du golfe de Marseille. « Océanographie méditerranéenne » (*Journées d'études du laboratoire Arago*), suppl. n° 2, *Vie et Milieu*.
192. PÉRÈS (J.-M.) et PICARD (J.) (1954) : Bionomie en fonction de la géomorphologie sous-marine dans la région de Cassis (B.-du-Rh.). *Rec. Tr. S. M. E.*, 13.
193. PICARD (J.) (1953) : Les herbiers de Posidonies, important facteur de l'élévation des fonds littoraux. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 2, p. 83.
194. PICARD (J.) (1954) : Les formations organogènes benthiques méditerranéennes et leur importance géomorphologique. *Rec. Tr. S. M. E.*, 13, pp. 55-77.
195. PICARD (J.) (1954) : Notes de plongées sur le tombant Est de l'île Mairé. *Rec. Tr. S. M. E.*, 13, pp. 77-82.
196. PÉRÈS (J. M.) et PICARD (J.) (1955) : Biotopes et biocénoses de la Méditerranée occidentale comparés à ceux de la Manche et de l'Atlantique Nord-Oriental. *Arch. Zoolog. Expér.*, t. 92, n° 1.
197. PRUVOT (G.) (1894) : Essai sur la topographie et la constitution des fonds sous-marins de la région de Banyuls, de la plaine du Roussillon au golfe de Rosas. *Arch. Zool. Exp.* t. II, p. 599.
198. PRUVOT (G.) et ROBERT (A.) (1897) : Sur un gisement de coquilles anciennes au voisinage du cap de Creus. *Arch. Zool. Expér.* (3), t. V, pp. 498-499.
199. ROUCH (J.) (1922) : *Manuel d'Océanographie physique*. Masson et C^{ie}, édit., Paris.
200. ROUCH (J.) (1943) : *Traité d'Océanographie physique* : 1° Sondages, et 3° Mouvements de la mer. Payot, Paris.
201. TERMIER (H. et G.) (1951) : Les herbiers marins et la signification des faunes pyriteuses. *Rev. Scient. rose*, n° 3309, janv.-mars, pp. 16-26.
202. VILLAIN (C.) (1952) : Les marées en Méditerranée orientale. *Bull. C. O. E. C.*, 3, pp. 92-103.

SÉDIMENTOLOGIE LITTORALE

203. AUZEL (M.) (1951) : Action érosive de la mer sur la côte occidentale du Cotentin. *Bull. C. O. E. C.*, III^e année, n° 9, pp. 396-398.
204. BAUDOIN (R.) (1951) : Nouvelles observations sur les sables alvéolaires. *B. S. G. F.* (6), 1, pp. 213.
205. BERTHOIS (L.) (1949) : De la rapidité de l'érosion marine sur les blocs anguleux d'embranchement. *C. R. som. S. S. G. F.*, 21 fév., pp. 62-64.
206. BERTHOIS (L.) (1954) : Granulométrie des sédiments dans les rides marines et fluviales. *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 4, pp. 168-177.
207. BLANC (J. J.) (1952) : Lithologie des formations marécageuses côtières du littoral provençal. *C. R. Ac. Sc.*, t. 235, 6 oct.

208. BLANC (J. J.) (1952) : Observations sur l'action de la houle de mistral en quelques points du littoral provençal. *C. R. Ac. Sc.*, t. 235, 10 nov.
209. BLANC (J. J.) (1953) : Hydrodynamique et sédimentation des fonds de calanques. *C. R. Ac. Sc.*, t. 237, pp. 1173-1175.
210. BLANC (J. J.) (1954) : Sédimentation dans la baie de Porto Vecchio (Corse). *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 1, p. 2.
211. BLANC (J. J.) (1954) : Erosion et sédimentation littorale actuelle dans le détroit de Messine. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, n° 1051, pp. 1-12.
212. BOURCART (J.) et ROMANOVSKY (V.) (1945) : Notes sur les conditions de formation des rides de plage ou « ripple-marks ». *C. R. som. S. S. G. F.*, 17 déc. p. 224.
213. BOURCART (J.) (1951) : La ligne de rivage. *Bull. C. O. E. C.*, III, pp. 79-94.
214. BOYE (M.) (1954) : Solution granulométrique au problème des croissants de plage (beach-cusps). *Rev. Géomorph. dyn.*, n° 6, p. 241.
215. BRICARD (J.) (1953) : L'électrisation des poussières. Application aux vents de sable. *Colloques Intern. C. N. R. S.*, XXV, pp. 33-43.
216. CAILLEUX (A.) et TRICART (J.) (1950) : Un type de solifluxion : les coulées boueuses. *Rev. Géomorph. dyn.*, I, n° 1, pp. 4-46.
217. CAILLEUX (A.) (1947) : Caractères distinctifs des coulées de blocailles liées au gel intense. *C. R. som. S. S. G. F.*, 15 déc.
218. CHATEL (G.) (1951) : Rapport sur une visite des plages entre Trouville et Arromanches. *Bull. C. O. E. C.*, IV, pp. 16-28.
219. CHATEL (G.) (1954) : Physionomie générale de quelques problèmes de défense des côtes. *Bull. C. O. E. C.*, n° 10, déc., pp. 475-484.
220. CHEPIL (W. S.) (1954) : *Dynamic of Wind Erosion. Soil Science*, vol. 60.
221. CHIGUSA (T.) et ABIKA (M.) (1929) : Relation between Sand Grains on Reclaimed Lands of Sand Coast and wind velocity. *Journ. of the Agr. Eng. Soc. Japan*, vol. I, n° 1.
222. CORBEL (J.) (1952) : Les lapiaz marins. *Rev. Géographie Lyon*, t. 27, pp. 379-380.
223. DOEGLAS (J. D.) (1948) : Old beaches in the Mediterranean. *Int. Geolog. Congr. XVIIIth. session London*, 8° part., pp. 16-20.
224. DOEGLAS (J. D.) (1949) : *The formation of beaches. Sédimentation et Quaternaire, France*, pp. 81-88.
225. EMERY (K. O.) et STEVENSON (R. E.) (1950) : Laminated beach sand. *J. Sed. Petr.*, n° 4, pp. 220-223.
226. EMERY (K. O.) et GALE (J. F.) (1951) : Swash and swash mark Transactions. *American Geophysical Union*, vol. 32, n° 1.
227. EVANS (O. F.) (1938) : Transportation of sediments on fresh-water surfaces by flotation. *J. Sed. Petr.* (8), pp. 33-35.
228. EVANS (O. F.) (1938) : The classification and origin of beach cusps. *Journ. Geolog.*, XLVI, pp. 615-627.
229. EVANS (O. F.) (1945) : Further observations on the origin of beach cusp. *Journ. Geolog.*, LIII, pp. 403-404.
230. FINATON (C.) (1937) : Essai d'interprétation mathématique de quelques phénomènes de sédimentation. *Rev. Géogr. phys. et Géolog. dyn.*, t. X, pp. 255-263.
231. FRANCIS-BŒUF (C.), BOURCART (J.) et DUPLAIX (S.) (1949) : La couverture sédimentaire de l'Aber de Roscoff (Finistère). *Sédimentation et Quaternaire, France*, pp. 21-48.
232. GHALI (M.) (1935) : Mouvement des matières en suspension. Chute des corps sphériques dans l'eau. *Thèse Paris*.
233. GLANGEAUD (L.) (1938) : Etudes quantitatives et expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes. *Rev. Géogr. phys. et Géolog. dyn.*, t. XI, pp. 322-373.
234. GLANGEAUD (L.) (1938) : Sur une méthode d'étude des troubles en suspension dans les estuaires et les fleuves. *C. R. Ac. Sc.*, 206, 30 mai, pp. 1667-1669.
235. GLANGEAUD (L.) (1938) : Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. *B. S. G. F.* (5), n° 8, pp. 599-630.
236. GLANGEAUD (L.) (1941) : Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. *B. S. G. F.* (5), n° 11, p. 371.

237. GLANGEAUD (L.) (1949) : Observations sur le triage granulométrique des sédiments le long des plages sableuses à marées. *Sédimentation et Quaternaire*, France, pp. 95-110.
238. GUILCHER (A.) (1948) : Le relief de la Bretagne méridionale. *Thèse*.
239. GUILCHER (A.) (1949) : Observations sur les croissants de plage. *B. S. G. F.* (5), n° 19, p. 15.
240. GUILCHER (A.) (1950) : L'île de Béniguet (Finistère) : exemple d'accumulation en queue de comète. *Bull. C. O. E. C.*, n° 7.
241. GUILCHER (A.) (1950) : Note préliminaire sur les crêtes et les sillons pré littoraux de la côte des Landes de Gascogne. *C. R. Ac. Sc.*, 231, pp. 59-60.
242. GUILCHER (A.) (1951) : Essai de terminologie française des plages marines et autres accumulations littorales. *Rev. Géomorph. dyn.* I, pp. 32-35.
243. GUILCHER (A.) (1951) : L'influence respective des vagues et des courants de marée sur la disposition des levées littorales. *Proc. Thrd. Int. Congr. Sed. Groningen-Wageningen*, 5-12 juil.
244. GUILCHER (A.), GODARD (A.) et VISSEAUX (E.) (1952) : Les crêtes et sillons obliques de l'estran des Landes de Gascogne. *Bull. C. O. E. C.* 4, pp. 151-157.
245. GUILCHER (A.), GODARD (A.) et VISSEAUX (E.) (1952) : Formes de plage et houle sur le littoral des Landes de Gascogne, particulièrement à Mimizan. *Revue Géograph. des Pyrénées et du S.-O.*, t. XXIII (2), pp. 99-117.
246. GUILCHER (A.) (1953) : Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Ann. Géographie*, n° 331.
247. GUILCHER (A.) (1954) : Morphologie littorale du calcaire en Méditerranée occidentale (Catalogne et environs d'Alger). *Bull. Ass. Géogr. fr.*, p. 50.
248. JOHNSON (D. W.) (1910) : Beach cusps. *Bull. Geolog. Soc. Am.*, XXI, pp. 599-624.
249. KUENEN (P. H.) (1948) : The formation of Beach Cusps. *Journ. Geolog.*, LVI, pp. 38-40.
250. LAFOND (L. R.) (1954) : Formation de beach cusps embryonnaires sur la plage de Carnac (Morbihan). *C. R. som. S. S. G. F.*, 20 déc., pp. 419-421.
251. MÉNARD (H. W.) (1952) : Deep ripple-marks in the sea. *J. Sed. Petr.*, t. 22, n° 1, mars, pp. 3-9.
252. MINIKIN (R. R.) (1952) : *Coast erosion and protection. Studies in causes and remedies*. Chapman and Hall, London.
253. MORETTI (A.) (1951) : Fenomeni d'erosione marina nei pressi di Porto Torres (Sardegna). *Rivista Geogr. Italiana*, LVIII, pp. 181-197.
254. PANZER (W.) (1949) : *Brandungshölen und Brandungskehlen Erdkunde*, III, pp. 29-41 (formation des grottes sous-marines).
255. QUENEY (P.) (1953) : Classification des rides de sable et théorie ondulatoire de leur formation. *Colloque intern. C. N. R. S.*, XXXV, pp. 154-179.
256. RAZAVET-DUBOUL (C.) (1949) : L'évolution actuelle du Vaccarès. *C. R. Ac. Sc.*, 229, 5 déc., pp. 1244-1245.
257. RAZAVET-DUBOUL (C.) (1951) : Delta du Rhône. Promontoire deltaïque du Grand Rhône. *Proc. Thrd. Congr. Sed. Groningen-Wageningen*. Netherlands.
258. RIVIÈRE (A.) (1948) : Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne. *Revue Génér. Hydraul.*, nov.-déc., pp. 283-306.
259. RIVIÈRE (A.) (1948) : Sur l'embouchure du Lay (Vendée). La sédimentation et la morphologie estuarienne. *B. S. G. F.* (5), XVIII.
260. RIVIÈRE (A.) (1949) : Sur l'inversion temporaire de l'évolution des côtes basses en cours de sédimentation. Observations sur le littoral vendéen. *C. R. Ac. Sc.*, t. 228, 31 janv., pp. 413-415.
261. RIVIÈRE (A.) (1949) : Conditions d'existence et aspects des rides sous-marines littorales. Leur rôle dans la sédimentation côtière. *C. R. som. S. S. G. F.*, 7 nov.
262. RIVIÈRE (A.) (1949) : L'évolution sédimentaire des côtes basses. *Rev. Génér. Hydraul.*, n° 54, p. 295.
263. RIVIÈRE (A.) (1949) : Sur la formation des rides sous-marines littorales. *C. R. Ac. Sc.*, 229, 21 nov.

264. RIVIÈRE (A.) (1949) : Sur certains aspects de la morphologie littorale des plages et leur interprétation. *C. R. Ac. Sc.*, 229, 7 nov., pp. 940-942.
265. RIVIÈRE (A.) et RAZAVET-DUBOUL (C.) (1949) : Sur l'évolution sédimentaire du golfe de Fos et les facteurs de l'équilibre littoral. *C. R. Ac. Sc.*, 229, pp. 895-896.
266. RIVIÈRE (A.) et LAURENT (J.) (1951) : Sur la protection des ports, rades, estuaires contre les ensablements. *C. R. Ac. Sc.*, 232, 3 janv., pp. 96-98.
267. RIVIÈRE (A.), ROUVILLE (A. DE), JULLIEN (A.) et RAZAVET-DUBOUL (C.) (1951) : Considérations générales sur la défense des côtes meubles. Les ouvrages de protection de la plage de Faraman. *C. R. Ac. Sc.*, 233, 23 juil., pp. 319-321.
268. RIVIÈRE (A.) (1951) : Etudes de sédimentologie littorale du Laboratoire de Géologie du S. P. C. N. à Paris. *Proc. Thrd. Inter. Congr. Sed. Groningen-Wageningen*. Netherlands, 5-12 juil., pp. 211-218.
269. RIVIÈRE (A.) (1951) : Sur le mode d'action des épis utilisés pour la protection des côtes contre l'érosion marine. *C. R. Ac. Sc.*, 234, p. 319.
270. RIVIÈRE (A.) (1951) : Sur certains phénomènes d'évolution deltaïque. *C. R. Ac. Sc.*, 233, 9 juil., pp. 186-188.
271. RIVIÈRE (A.) et LAURENT (J.) (1952) : Résultats d'études complémentaires relatives à un type particulier d'ouvrage de protection des ports, rades ou estuaires contre les ensablements. *C. R. Ac. Sc.*, 10 déc., pp. 1475-1477.
272. RIVIÈRE (A.) et VERNHET (S.) (1953) : Sur la formation des croissants de plage (beach cusps) et les mouvements de sédiments dans le profil. *C. R. Ac. Sc.*, 28 sept., pp. 659-661.
273. ROMANOVSKY (V.) (1948) : Quelques données sur la Météorologie et l'Océanographie de l'anse de Ponteau dans le golfe de Fos. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, n° 932, 1^{er} juin.
274. ROUVILLE (A. DE) (1943) : *Le régime des côtes*. Dunod, Paris.
275. ROUVILLE (A. DE) (1950) : Renseignements et réflexions sur les ouvrages de défense des côtes. *Conférences du Centre de Recherches et d'Etudes océanographiques*, n° 2, 20 janv.
276. STRATEN (L. M. J. U. VAN) (1951) : Longitudinal ripple-marks in mud and sand. *J. Sed. Petr.*, 21 (1), mars.
277. TOJIRO ISHIHARA et IWAGAKI (Y.) (1952) : On the effect of sand storm in controlling the mouth of the Kiku River. *Disaster Prevention Research Institute*, Kyoto univ., 2, fev.
278. TOJIRO ISHIHARA, IWAGAKI (Y.) et ISHIHARA (Y.) (1952) : On the Rollwave-Trains Appearing in the Water Flow on a Steep Slope Surface. *Mem. of Faculty of Engineering*, Kyoto univ., XIV (2).
279. VERNHET (S.) (1953) : Sur les transferts littoraux dans le golfe du Lion. *C. R. Ac. Sc.*, 237, 21 déc., p. 1748.
280. VERNHET (S.) (1955) : Influence de faibles courbures du littoral sur l'érosion des rivages sableux. Interprétation de l'allure sinueuse de caractère plus ou moins périodique du tracé des grandes plages. *C. R. Ac. Sc.*, 240, 17 janv.

SÉDIMENTOLOGIE ET GÉOLOGIE SOUS-MARINE

281. BLANC (J. J.) (1953) : Premiers résultats des recherches sédimentologiques de la *Calypso* et de la Station marine d'Endoume à l'archipel de Riou (Marseille). *B. S. G. F.* (III), n° 1-3, pp. 133-146.
282. BLANC (J. J.) (1954) : Petits galets du plateau continental provençal. *C. R. Ac. Sc.*, 238, 22 mars, pp. 1334-1336.
283. BOURCART (J.) (1949) : Peut-on étudier directement la géologie du plateau continental ? *C. R. som. S. S. G. F.*, 24 janv., pp. 12-14.
284. BOURCART (J.) (1950) : Conséquences biogéographiques des dernières découvertes océanographiques. *C. R. som. S. S. Biogéographie*, pp. 2-13.
285. BOURCART (J.) (1950) : Le socle continental de Toulon à la frontière espagnole. *Conférences au Centre de Recherches et d'Etudes océanographiques*, n° 3, p. 4.

286. BOURCART (J.) et LALOU (C.) (1950) : Sur la géologie des gorges sous-marines de Toulon. *C. R. Ac. Sc.*, 230, p. 1302.
287. BOURCART (J.), HOUOT (G.) et LALOU (C.) (1952) : Recherches sur la topographie sous-marine entre la presqu'île de Giens et Saint-Tropez. *C. R. Ac. Sc.*, 234, 3 mars.
288. BOURCART (J.) (1952) : Carte du socle continental du littoral français de la Méditerranée au 1/1 000 000. En dépôt au *C. R. E. O.*, 1, quai Branly, Paris.
289. BOURCART (J.) (1952) : Rapport sur les cañons sous-marins de la région de Banyuls-sur-Mer. Océanographie méditerranéenne, *Journées d'Etudes du Laborat. Arago, Vie et Milieu*, suppl. n° 2.
290. BOURCART (J.) (1953) : Suggestions sur l'origine de quelques sédiments méditerranéens. *Bull. C. O. E. C.*, mai, p. 211.
291. BOURCART (J.) (1953) : Histoire quaternaire de la Méditerranée à la suite de nouvelles recherches. *Scientia*, 6° s., janv.
292. BOURCART (J.) (1954) : Les vases de la Méditerranée et leur mécanisme de dépôt. *Deep sea research*, n° 1, avril, pp. 126-130.
293. BOURCART (J.), COUSTEAU (J.-Y.), OTMANN (F.) et SEGRÉ (A. G.) (1954) : Présentation du levé de la vallée sous-marine de Saint-Florent effectué à bord de la *Calypso* (oct. 1954). *C. R. som. S. S. G. F.*, 22 nov., pp. 367-368.
294. BROUARDEL (J.) et FAGE (L.) (1954) : Variation de la teneur en oxygène de l'eau au proche voisinage des sédiments. *Deep. sea research*, I, pp. 86-94.
295. CHEVALLIER (A.) (1914) : Etude bathylithologique des côtes de la Méditerranée, d'Antibes à Menton. *Ann. Inst. Océan.*, t. VII (1).
296. CORNAND (G.) (1923) : Observation sous-marine au large de Villaricos (Espagne) : relate les résultats de plongées en scaphandre. *B. S. G. F.* (4), n° 23, pp. 306-307.
297. COUSTEAU (J. Y.) (1954) : Fish men Discover a 2 200 year old Greek Ship. *National Geographic Magazine*, janv.
298. COUSTEAU (J. Y.) (1955) : Diving Trough an Undersea Avalanche. *National Geographic Magazine*, avril, pp. 524-538.
299. DANGEARD (L.) (1929) : Observations de géologie sous-marine. *Thèse Paris*.
300. DEBYSER (J.) (1952) : Variations du pH dans l'épaisseur d'une vase fluvio-marine. *C. R. Ac. Sc.*, 234, 11 fév., p. 741.
301. DEBYSER (J.) (1952) : Le pH de la pellicule superficielle d'une vase fluvio-marine. *C. R. Ac. Sc.*, 234, 18 fév., p. 864.
302. DEBYSER (J.) (1954) : Les horizons biochimiques dans les sédiments actuels. *C. R. som. S. S. G. F.*, 29 nov.
303. DELESSE (A.) (1871) : *Lithologie des mers de France*.
304. DERIBÈRE (M.) (1938) : Applications géologiques de la notion du pH. *C. R. som. S. S. G. F.*, 17 janv., pp. 17-19.
305. FOUET et CAILLEUX (A.) (1950) : Mécanisme de la submersion profonde des reliefs originellement sub-aériens. *C. R. Ac. Sc.*, 231, pp. 978-980.
306. FRANCIS-BŒUF (C.) (1938) : Le problème du plateau continental et des vallées sous-marines. *Rev. Géogr. Phys. et Géolog. dyn.*, XI, pp. 254-285.
307. KUENEN (P. H.) (1943) : The Snellius Expedition in the Eastern part of the Netherlands East-Indies, 1929-1930, 5. *Geological results*, III, bottom-samples.
308. KUENEN (P. H.) et MIGLIORINI (C. I.) (1950) : Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geolog.*, vol. 58, n° 2, pp. 91-127.
309. KUENEN (P. H.) et MÉNARD (H. W.) (1952) : Turbidity currents, graded and non-graded deposits. *J. Sed. Petr.*, vol. 22, n° 2, juin, pp. 83-96.
310. LALOU (C.) (1954) : Sur un mécanisme bactérien possible dans la formation des dépôts de carbonates dépourvus d'organismes. *C. R. som. S. S. G. F.*, 29 nov., pp. 369-371.
311. LUCAS (G.) (1948) : La sédimentation calcaire. Action des amines fortes carbonatées sur l'eau de mer. *C. R. Ac. Sc.*, 229, n° 20, pp. 1026-1027.
312. MOROVIC (D.) (1951) : Composition mécanique des sédiments au large de l'Adriatique. *Izvjesea-report. Institut za oceanographiju i ribarstvo. Split, Jugoslavija*, III, 1.
313. MURAY et RENARD (1891) : Report on deep sea deposits. *Rep. Sc. Results Challenger*.

314. THOULET (J.) (1884) : Expériences relatives à la vitesse des courants d'eau ou d'air susceptibles de maintenir en suspension des grains minéraux. *Ann. Mines* (8), t. V, pp. 511-522.
315. THOULET (J.) (1887) : Etude expérimentale et considérations générales sur l'inclinaison des talus de matières meubles. *Ann. Chim. Phys.*, 12, pp. 33-64.
316. THOULET (J.) (1908) : Origine éolienne des minéraux fins contenus dans les fonds marins. *C. R. Ac. Sc.*, 116, pp. 1346-1347.
317. THOULET (J.) (1909-1910) : Mémoires de lithologie marine. *Ann. Inst. Océan.*, t. III (7).
318. THOULET (J.) (1912) : *Etude bathylithologique des côtes du golfe du Lion entre les Saintes-Maries et le cap de Creux*, t. 4 (6).
319. VASSEUR (G.) et FOURNIER (E.) (1896) : Preuves de l'extension sous-marine, au Sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel. *C. R. Ac. Sc.*, 72, 27 janv., pp. 209-213.

GÉOLOGIE QUATERNAIRE

Les publications marquées d'un astérisque (*) renferment des indications bibliographiques complémentaires.

320. BEAUFORT (L.), BRUNEAU (J.), GRÉPIN (A.) et JULIAN (Y.) (1954) : Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *B. S. G. F.* (4), n° 1-3, pp. 175-184.
321. BLANC (J. J.) (1952) : L'évolution des éboulis littoraux de la Provence métamorphique. *C. R. Ac. Sc.*, 235, 4 août, pp. 383-384.
322. BLANC (J. J.) (1952) : Les éboulis littoraux de la Provence métamorphique et leurs rapports avec les industries préhistoriques. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, n° 5-6, mai-juin, pp. 201-202.
323. BLANC (J. J.) et BONIFAY (E.) (*) (1953) : Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. *B. S. G. F.* (3), n° 9, pp. 847-864.
324. BLANC (J. J.) et BONIFAY (E.) (1955) : Les grès quaternaires littoraux en Provence occidentale. *C. R. Ac. Sc.*, 2 mai, pp. 1787-1788.
325. BONIFAY (E.) (1952) : Une plage fossile dans la baie de Sanary (Var). *C. R. som. S. S. G. F.*, 21 janv., pp. 14-16.
326. BONIFAY (E.) (1952) : Plages fossiles et dunes consolidées des côtes de Provence occidentale. *C. R. som. S. S. G. F.*, 19 mai, pp. 176-178.
327. BONIFAY (E.) (1952) : Influence du vent et du froid en Basse-Provence au Quaternaire supérieur. *C. R. som. S. S. G. F.*, 17 nov., pp. 306-307.
328. BONIFAY (E.) (1954) : Note sur deux nouveaux gisements de limons loessiques en Basse-Provence. *C. R. som. S. S. G. F.*, 22 nov., pp. 351-352.
329. BOURDIER (F.) (*) (1953) : Pliocène et Quaternaire dans le bassin du Rhône. Résumé de leurs subdivisions. *Geologica bavarica*, n° 19, pp. 114-132.
330. BOURCART (J.) (1928) : Une dune fossile sur le littoral toulonnais. *C. R. som. S. S. G. F.*, 5 mars, pp. 54-56.
331. BOURCART (J.) (*) (1951) : Sur la géologie quaternaire des îles d'Hyères. *B. S. G. F.* (1), pp. 159-168.
332. BOURCART (J.) (1952) : Le Quaternaire marin du département du Var. *C. R. som. S. S. G. F.*, 5 mai, p. 146.
333. BRIQUET (A.) (1936) : Chronologie du Quaternaire de l'Europe occidentale. *B. S. G. F.* (5), n° 6, pp. 403-417.
334. CAILLEUX (A.) (1951) : Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France. *C. R. som. S. S. G. F.*, pp. 44-46.
335. CHAVAN (A.) (*) (1950) : Tableau de corrélation des formations pliocènes et quaternaires ouest-méditerranéennes, européennes, atlantiques et nordiques. *B. S. G. F.* (5), 20, p. 421.
336. DENIZOT (G.) (*) (1951) : Les anciens rivages de la Méditerranée française. *Bull. Inst. Océan. Monaco*, n° 992, 5 mai.
337. DUBOIS (G.) (*) (1924) : Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Thèse. Lille*.

338. GOUVERNET (C.) (1948) : Une plage ancienne dans le Lacydon à Marseille. *Bull. Soc. Linéenne Provence*, t. XVI.
339. JOLEAUD (L.) (*) (1909-1912) : Contribution à l'étude du synchronisme des phénomènes quaternaires au Nord et au Sud de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Lin. Provence*, p. 221.
340. LUTAUD (L.) (*) (1924) : Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Thèse Paris*.
341. PARENT (H.) (1929) : Sur l'existence en Provence d'une ligne de rivage +6 m du Quaternaire récent. *C. R. Ac. Sc.*, 188, pp. 1050-1052.
342. PARENT (H.) (1943) : *Spermophilus* et *Lagomys* dans le Pléistocène supérieur de la Provence. *C. R. som. S. S. G. F.*, 18 janv., pp. 12-13.
343. PARENT (H.) (1945) : Sable marin à *Corbules* à l'altitude +100 m dans l'île de Port-Cros (Var). *C. R. som. S. S. G. F.*, 5 fév., pp. 26-27.
344. PARENT (H.) (1952) : Sur l'âge des plages fossiles de la Provence occidentale. *C. R. som. S. S. G. F.*, 17 mars, pp. 97-98.
345. PFENDER (J.) (1924) : Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence. *B. S. G. F.* (4), n° 24, pp. 193-197 (découverte des grès à Corallines de Bandol).
-

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

TROTTOIRS D'ALGUES ACTUELS ET FOSSILES

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 31 décembre 1956.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PÉRÈS.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

JEAN SARRAILH.

